Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen philosophischen Fakultät

der

Ruprecht-Karls-Universität zu Heidelberg

vorgelegt

von

Bruno Dietrich
aus Potsdam

am 12. Januar 1910.

Sonderabdruck aus den Verhandlungen
des Naturhistorischen Vereins der preuß. Rheinlande und
Westfalens. 67. Jahrgang. 1910.

Meinen Eltern.

Digitized by the Internet Archive
in 2017 with funding from
University of Illinois Urbana-Champaign Alternates

https://archive.org/details/morphologiedesmo00diet

19 hw17-E.L. 551 D56m

Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf.

Von

Bruno Dietrich
in Potsdam.

Mit Taf. IV und V und 2 Textfiguren.

Inhalt.

I. Oro-hydrographische Übersicht 84
II. Der innere Bau 93
a) Zusammensetzung und Lagerung 93
b) Geologische Entwicklungsgeschichte 100
III. Rumpfflächen 105
a) Die prä-permische Einebnung 106
b) Die prä-miozäne Einebnung 110
IV. Talbildung 113
a) Die Trierer Talweitung und das Moseltal . . . 114
b) Mäander 118
c) Moselmäander 122
d) Talformen der Nebenflüsse 128
e) Haupt- und Nebenfluß (Zusammenfassung) . . . 133
V. Perioden der Talbildung (Terrassen) 134
a) Entstehung, Erhaltung, Gliederung 134
b) Die obere Terrasse 142
c) Die mittlere Terrasse 146
d) Die untere Terrasse 149
e) Lokalterrassen 151
f) Alluvialterrassen 153
VI. Die Wittlicher Senke 154
a) Die Landschaft 154
b) Entstehung 157
VII. Die Moselberge 167
VIII. Die Trierer Hochfläche 170
IX. Zusammenfassung 174
Bemerkungen zur Darstellung der Gefällskurven 177
Übersichtstabelle über die Terrassen 180

I. Oro-hydrographische Übersicht.

Zwischen der West- und Südeifel und dem Hunsrück dehnt sich eine weite nur wenig gewellte Hochfläche aus, die in ihrer Gesamterstreckung von Südwest nach Nordost von der Mosel durchflossen wird. Der größte Teil dieser nach der Mosel zu sich allmählich ein wenig herabsenkenden Hochfläche wird von mesozoischen, im wesentlichen triassischen Gesteinen eingenommen, deren Verbreitungszone in großen Zügen zugleich die Umgrenzung des Gebietes darstellt, in dessen Kenntnis die folgenden Betrachtungen einführen sollen.

Es soll die Darstellung auf das gesamte Gebiet zwischen der südlichen Eifel und dem Hunsrück einerseits, und der Sauer und Our, also den Grenzflüssen nach Luxemburg, und dem östlichen Ende der Wittlicher Senke und der Mosel bei Bullay andererseits ausgedehnt werden, zumal die Mosel und ihre Nebenflüsse das gesamte Landschaftsbild beherrschen.

Eifel und Hunsrück stellen eine weite Hochfläche von durchschnittlich 500 m Höhe dar, aus der sich in der Streichrichtung Südwest-Nordost einzelne Höhenzüge herausheben, die bis zu 700 m Meereshöhe erreichen. Sie bilden in ihrer Gesamtheit den linksrheinischen Teil des Schiefergebirges, gehören also zu einer zusammenhängenden Bodenanschwellung, die teils aus langgezogenen Rücken, teils aus größeren und kleineren Hochflächen zusammengesetzt ist. Viele Flüsse durchfurchen nach allen Seiten hin in tief eingeschnittenen Tälern, die sich im Durchschnitt zu etwa 470 m Höhe erhebende, wellenförmige Hochfläche. v. Dechen[1]) sagt über den allgemeinen Eindruck, den er von der Oberfläche des Gebirges gewonnen hat: Die Höhenpunkte, welche sich über das allgemeine Niveau erheben, gehören nur Anschwellungen an, die sich allmählich

1) v. Dechen, Erläuterungen zur geolog. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bonn 1870, Bd. I, S. 6.

abdachen und so in die Hochebene verlaufen. Überall, wo man in diesem weiten Gebiete einen solchen Standpunkt wählt, daß die Täler dem Blicke durch die zunächst gelegene Ebene entzogen werden, gewahrt man nichts von einem Berglande, nur am Horizonte erscheinen gleichmäßige, langgedehnte Rücken, einer hinter dem andern. Dagegen tritt eine sehr mannigfaltige Gruppierung von Bergen und steilen Abhängen auf, wo dem Blicke eine freie Einsicht in die tiefeingeschnittenen Täler geboten wird. Hier befindet man sich in einer Berggegend, nicht gebildet durch die Erhebung einzelner Massen über tiefgelegenen Ebenen, sondern durch die, in eine zusammenhängende Gebirgsmasse eingeschnittenen Täler und Schluchten. Auf diese Weise werden Hochebenen, Bergplatten, Rücken und Kuppen gebildet, je nachdem die Einschnitte der Täler und Schluchten weiter voneinander entfernt sind oder näher zusammenrücken.

Die Hochflächen der einzelnen Gebirgsteile besitzen eine Höhe von 650 m über dem Meere, während die mittlere Höhe des ganzen Gebirges nicht viel mehr als 500 m beträgt.

Der nordwestliche Teil des rheinischen Schiefergebirges wird gebildet von dem Hohen Venn und dem Losheimer Walde, die durch die weit ausgedehnten Hochmoorgebiete teilweise ineinander übergehen, so daß die Erhebung des Vennrückens als solche nur von der Aachen-Eupener Gegend gesehen in Erscheinung tritt. Nach Südosten schließt sich der mehr isolierte 20 km lange und im Schwarzen Mann 697 m erreichende Höhenzug der Schneifel an, der als Zwischenglied zwischen dem Hohen Venn im Nordwesten und der eigentlichen Eifel im Osten und Süden betrachtet werden kann. Die Hohe Eifel und der größere nördliche Teil der Vordereifel verdanken ihre stärker bewegte Oberfläche den zahlreich auf den Hochflächen aufsitzenden Kegelbergen und vulkanischen Kuppen, wie z. B. dem Mosenberg bei Manderscheid und der Papenkaule bei Gerolstein. Die südlichen Teile der Eifel er-

reichen schon nicht mehr die Höhen der nördlich anschließenden Gebiete und besitzen viel ausgeprägter den Charakter einer gleichmäßig verlaufenden nur wenig gewellten Hochfläche. In dem Teile des rheinischen Schiefergebirges, der dem Rheine zugewendet liegt, in der Hohen Eifel, erreicht das gesamte Bergland in der Hohen Acht mit 746 m seine größte Erhebung. Nach der Mosel zu dacht sich die Hochfläche allmählich ab, doch nicht, ohne vorher im Kondelwald noch einmal zu größerer Höhe anzusteigen. Südlich und südöstlich der Mosel steigt die Masse des Hunsrück sanft an, der ein im Mittel 600 m erreichendes, mit prächtigen Laubwaldungen bedecktes Plateau darstellt, aus dessen Tonschiefermassen in der allgemeinen Streichrichtung des gesamten Gebietes in Ostnordost sich einzelne Kämme, wie der Hochwald und der Idarwald herausheben.

Der eigentliche Gebirgscharakter ist im Gesamtgebiet des linksrheinischen Schiefergebirges, abgesehen von den zahlreichen der Hocheifel aufgesetzten Vulkanen, durch die Flüsse bedingt, die in malerischen, tief eingeschnittenen Tälern die Landschaft durchfurchen und dadurch die außerordentlich stark hervortretende Einfachheit der Oberflächenformen angenehm unterbrechen.

Durch eingehende Studien über die Oberflächenerscheinungen unseres Gebietes werden wir aus der allgemeinen Einheitlichkeit der Formen orographisch fünf Abschnitte herausschälen können, und zwar: die Hochfläche, die zwischen der westlichen und südlichen Eifel, der Our und Sauer und der Mosel von Wasserbillig bis Ehrang beginnt und sich plateauförmig nach Osten bis zum Kondelwald fortsetzt. Ferner noch vier weitere Abschnitte, nämlich: die Trierer Talweitung, das Moseltal zwischen Schweich und Bullay, die Moselberge und die zwischen diesen und dem Eifelplateau gelegene Hohlform, die Wittlicher Senke.

Das gesamte Oberflächenbild wird in allen seinen Teilen, in der Hochfläche und ihren Höhenrücken, in der

Trierer Talweitung und der Wittlicher Senke von der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges beherrscht. Nur der Moseltalweg von seinem Eintritt in den Hunsrück, von Schweich ab, fügt sich mit seinen zahlreichen Windungen diesem System nicht ein.

Die Nebenflüsse unseres Gebietes folgen im wesentlichen der allgemeinen Abdachung des Gebirges und gehören dem Flußgebiet der Mosel an, wie die Sauer mit der Our, die Prüm mit der Nims, die Kyll, Salm, Lieser, die Alf mit dem Üßbach und die rechtsseitigen Zuflüsse.

Die Our entspringt nördlich von Hüllscheid im Losheimer Walde in einer Höhe von 625 m nahe den Quellen der Warche und der Kyll, fließt am Nordfuße der Schneifel nach Osten und Südosten und wendet sich in tief eingeschnittenem, engen und mannigfach gewundenem, südlich gerichteten Tale bei Dasburg allmählich nach Südwesten, um in dieser Richtung bei Wallendorf die Sauer zu erreichen. Talwärts von Ouren, wo die Talsohle so eingeengt ist, daß fast kein Raum mehr für die Siedlungen bleibt, bildet die Our die Grenze zwischen der Eifel und den Ardennen, die hier den Namen Östling führen.

Von Wallendorf ab wendet sich der größte Nebenfluß innerhalb unseres Gebietes, die Sauer, in einem 200 m tief eingeschnittenen Tale nach Südosten bis Ralingen, um von dort bis zur Einmündung in die Mosel bei Wasserbillig in nahezu südlicher Richtung zu verlaufen. Besonders auffallend sind die scharfen Windungen der Sauer in ihrem Unterlaufe. Bei Bollendorf nimmt sie den Fleißbach auf, der aus der Vereinigung zweier kleinerer Gerinne entstanden, mit verhältnismäßig starkem Gefälle seine Wasser vom Plateau herabbefördert. Unterhalb Echternach, bei Minden, öffnen sich nach Norden die Gehänge zum Tal der Prüm, die hier nach etwa 90 km langem Laufe die Sauer erreicht. Auf ihrem gesamten Unterlauf von der Einmündung der Prüm bis zur Aufnahme durch die Mosel nimmt die Sauer zwar eine be-

trächtliche Zahl, aber doch nur unbedeutender Wasser aus engen Tälern auf.

Die Prüm entspringt am Südostabhange des Steinberges bei Ormont in der Schneifel in 635 m Höhe. Ihre Laufrichtung ist im allgemeinen südwestlich bis südöstlich. In ihrem Unterlauf nimmt sie zwei starke Bäche auf, und zwar von rechts die Enz bei Holsthum und von links die Nims unterhalb Irrel bei der Irreler Mühle.

Die Enz entspringt im Enzenvenn bei Lichtenborn auf dem Plateau zwischen Our und Prüm; sie fließt zuerst in südlicher und dann in südöstlicher Richtung zur Prüm.

Der zweite größere Nebenfluß der Prüm, die Nims, entspringt auf dem Weinheimer Feld nordöstlich der Stadt Prüm und behält bis zu seiner Mündung im wesentlichen südliche Richtung bei. Prüm, Nims und Enz nehmen innerhalb unseres Gebietes nur wenig namhafte Seitenflüsse auf. Außer diesen sind zahlreiche kleine Wasserrinnen zu erwähnen, die meist in tiefer Schlucht den Hauptbach erreichen.

Die Mosel als die Hauptwasserader unseres Gebietes erreicht dieses bei Oberbillig mit der Einmündung der Sauer und tritt nach kurzem östlichem Laufe mit Aufnahme der Saar in die Trierer Talweitung ein. Die kleinen Nebenflüsse, die die Mosel von der Saarmündung an innerhalb der Trierer Talweitung erreichen, sind dadurch von besonderem Interesse, daß sie das Haupttal in verhältnismäßig tiefen, engen Schluchten erreichen, so der Zewener und der Eurener Bach. Westlich von Pallien vereinigen sich mehrere kleine Wasserläufe zum Sirzenicher Bach, von denen der eine, der Gillenbach, besonders interessant ist, weil er zur Regenzeit in seiner engen, nur 50 m breiten Schlucht, einen etwa 20 m hohen Wasserfall bildet[1]). Der größte dieser Bäche ist der nordöstlich von Trier bei Biewer einmündende Biewerbach. Diesen

1) Vgl. H. Grebe, Erl. zu Blatt Trier der geolog. Spezialkarte S. 4.

Bächen entsprechen solche, die vom Plateau des Hunsrück herabkommen und ebenfalls die Trierer Talweitung erreichen, wie der Olewiger Bach bei Trier und der Ruwerbach bei Ruwer-Paulin. Das Tal des letzteren wird zum großen Teil von der Trier-Pfalzel-Hermeskeiler Eisenbahn benützt.

Unterhalb Ruwer-Paulin erhält die Mosel bei Ehrang die Kyll, ihren größten Nebenfluß auf ihrem Unterlaufe von der Saarmündung bis Koblenz. Die Kyll entspringt auf dem hydrographischen Zentrum der Eifel, auf dem Losheimer Walde, am Losheimer Graben, in einer Höhe von 665 m. Bei Ehrang verläßt sie das Plateau, um in die Trierer Talweitung einzutreten und in 123 m Höhe in die Mosel zu münden. Nur ein größerer Wasserlauf, der Aulbach, geht, nachdem er unterhalb des Eichershofes den Langebach aufgenommen hat, von der linken Seite in die Kyll. Außerdem öffnen sich beiderseits nur kurze, enge und tief eingeschnittene Talschluchten, die, was besonders auffallend erscheint, für die linksseitigen Gerinne eine südwestliche, für die rechtsseitigen eine nordöstliche Richtung haben. Östlich von Ehrang erreichen bei Quint und bei Schweich zwei kleine Bäche, der Quintbach und der Föhrener Bach die Mosel. Während die bis jetzt geschilderten Nebenflüsse der Mosel in ihrem Unterlauf die Plateauflächen der Trierer Bucht durchschneiden, um entweder noch innerhalb des Plateaus oder aber an dessen Grenze, besonders gegen die Trierer Talweitung, zu münden, durchfließen die letzten drei größeren linksseitigen Bäche der Mosel, die unserem Gebiete angehören, eine weit abwechslungsreicher gestaltete Landschaft. Von dem Eifelplateau kommend verlassen sie dieses bei ihrem Eintritt in die Wittlicher Senke, um darauf die Moselberge zu durchbrechen. Es sind, wie bereits erwähnt, die Salm, Lieser und Alf, wie denn die Mosel innerhalb des rheinischen Schiefergebirges, abgesehen von der Tron, die vom Hunsrück kommt, ihre bedeutendsten Nebenflüsse aus der Eifel empfängt.

Die Salm entspringt in einem flachen, sumpfigen Kesseltale[1]) nordwestlich von Salm in 575 m Meereshöhe. Auffallend ist die Änderung der allgemeinen südöstlichen Laufrichtung der Salm, die bei der Musweiler Mühle scharf nach Süden umbiegt und bei Burg nach Süden fließt. Unterhalb Burg, südlich von Landscheid erhält die Salm ihren einzigen rechtsseitigen Nebenfluß, den Kailbach. Dieser setzt sich aus zwei Quellbächen zusammen, die beide auf dem Plateau bei Schwickerath an der Wasserscheide gegen die Kyll entspringen. Nach einigen scharfen Krümmungen nimmt die Salm unterhalb der Kailbachmündung ihre frühere südöstliche Laufrichtung wieder ein, die sie bis zu ihrem Eintritt in die Wittlicher Senke beibehält. Auf dieser Strecke nimmt sie eine Reihe kleinerer Bäche auf. Unterhalb Rivenich tritt die Salm in die Moselberge ein, und verläuft in diesen in engem, durchschnittlich nur 50 m breitem Durchbruchstale bis zur Mündung bei Clüsserath.

Die Lieser entspringt südlich von Kelberg in der Nähe der Wasserscheide gegen die Ahr. Die durchschnittliche Höhe der Wasserscheide beträgt hier etwa 610 m. Die allgemeine Laufrichtung ist zuerst südwestlich, dann südlich und im Unterlauf im wesentlichen südöstlich. Südlich der alten Pleiner Mühle durchbricht die Lieser den Rücken des Grünwaldes und tritt dann in die Wittlicher Senke ein, die sie in deren größter Breitenerstreckung von Wittlich bis Platten durchquert. Bei Platten erreicht die Lieser die Moselberge, um bis zu ihrer Mündung gegenüber Mülheim, westlich von dem Orte Lieser, in verhältnismäßig engem 100—300 m erreichendem Durchbruchstale zu verbleiben. Der bedeutendste Nebenfluß der Lieser, die Kleine Kyll, mündet unterhalb der Neumühle, südlich von Manderscheid. Sie entsteht aus zwei Quellbächen, die nördlich von Neroth entspringen und sich bei diesem

1) O. Münch, Diss. Gießen, Über Erosionstäler im unteren Moselgebiet, Darmstadt 1905, S. 68.

Orte vereinigen. In der Wittlicher Senke und dem nördlich angrenzenden Plateaugebiet besitzt die Lieser ein mehr nach Nordosten ausgedehntes Einzugsgebiet und nimmt unterhalb Manderscheid eine Reihe von kleineren Bächen auf.

Die Quelle der Alf liegt in der Vordereifel, nördlich von Darscheid an dem Wege nach Sarmersbach in 550 m Meereshöhe. Die allgemeine Laufrichtung des Baches ist zunächst südlich, dann südöstlich. Südlich von Mehren, bei der obersten Mehrener Mühle, nimmt die Alf den Abfluß des 421 m hoch liegenden Schalkenmehrer Maares auf. Bis zum Kondelwald behält sie ihre südliche und südöstliche Richtung bei. Westlich von Hontheim durchbricht sie in einem 200 m tief eingeschnittenen, engen Tale den Rücken des Kondelwaldes und nimmt unterhalb Niederscheidweiler den Sammetbach auf. Die übrigen Zuflüsse der Alf bis zum Kondelwald sind sämtlich klein und unbedeutend. Bei Olkenbach tritt sie in das Gebiet der Wittlicher Senke ein. Damit ändert sie ihre Laufrichtung, wendet sich bei Bausendorf nach Südosten, um über Kinderbeuren und Bengel in großem nach Norden offenem Bogen das Endgebiet der Senke unterhalb der Springirsbacher Mühle zu erreichen. In der Fortsetzung der Senke wendet sie sich in auffallend scharfer Biegung nach Norden, um in dieser Richtung im Höllental bis zum Üßbach zu fließen und nach dessen Aufnahme schon nach 2,5 km langem östlichem Laufe bei Alf-Bullay in die Mosel zu münden.

Auffallend ist die Lage und Richtung der Nebenflüsse der drei Hauptbäche der Senke. Fast alle passen sich mehr oder weniger der schon oft erwähnten Südwest-Nordost-Richtung des Gesamtsystems an, wie wir es besonders an der Salm beobachten können, wo selbst der Hauptbach auf eine kurze Strecke in diese Richtung gezwungen wurde.

Auf die rechtsseitigen Moselzuflüsse von der Saarmündung bis zu der des kleinen Merler Baches unterhalb Zell soll ebenfalls nur kurz eingegangen werden. Sie

sind nur von Bedeutung für die später zu betrachtenden Gegensätze zwischen Eifel- und Hunsrückzuflüssen.

Unterhalb der Saarmündung erreicht die Mosel östlich von Trier, von den Vorhöhen des Hochwaldes herabkommend, ein namhafter Bach, der Olewiger Bach, dessen Tal sich mit verhältnismäßig breiter Talsohle zum Haupttale öffnet. Außer diesem sind innerhalb der Talweitung nur zwei kleine Bäche, der eine bei St. Matthias, der andere südwestlich von Feyen bei Hof Estrich zu erwähnen.

Bei Ruwer erhält die Mosel einen größeren, gleichnamigen Nebenfluß. Dieser entspringt am Südabhange des Röster Kopfes in der Hohen Wurzel in 650 m Meereshöhe, wendet sich anfangs nach Nordosten, um darauf nach Vereinigung mit der Riveris in nordwestlicher Richtung weiterzufließen. Bei der Einmündung der Riveris nimmt die Ruwer, die für die vom Hunsrück herabkommenden Moselbäche charakteristische nordwestliche Laufrichtung an. Von der Zahl der kleinen Nebenbäche der Ruwer seien hier nur die Rauruwer und der Entersbach erwähnt.

In gleicher Laufrichtung wie die Ruwer, kommen der Aveler Bach westlich und der sich von der Hohen Wurzel durch das Plateau schlängelnde Fellerbach östlich der Ruwermündung in die Mosel.

Unterhalb Neumagen erhält die Mosel von den Höhen des Hunsrück die Tron, die sich aus der großen und kleinen Tron zusammensetzt. Die große Tron entspringt mit ihrem Hauptquellbach, dem Käsbach, auf dem Höhenrücken des Idarwaldes; die kleine Tron südlich der höchsten Erhebung des linksrheinischen Schiefergebirges, am Erbeskopfe, in 750 m Meereshöhe. Etwa 2 km östlich von Trittenheim vereinigen sich beide Quellflüsse zur Tron, um bei dem Orte Dhron nach fast geradem nordwestlichem Laufe die Mosel zu erreichen.

Der Frohnbach und der Veldenzer Bach verlassen beide bei Burgen resp. Veldenz das Plateau, um westlich und östlich vom Bitschberg in geradem, nahezu nörd-

lichem Laufe bei Mülheim in unmittelbarer Nachbarschaft die Mosel zu erreichen. Wegen seiner landschaftlichen Schönheiten besonders hervorzuheben ist das tief in den Hunsrück eingeschnittene Tal des scharf gewundenen und nur kleinen Tiefenbaches, die Bernkasteler Schweiz. Oberhalb Bernkastel bildet der bei Longkamp entspringende Bach einen etwa 5 m hohen Wasserfall.

Ähnlich wilde Formen wie im Tiefenbachtale finden sich in dem bei Trarbach mündenden Tale des Kautenbaches und in den Tälern der Bäche, die bei Enkirch und Zell die Mosel erreichen.

II. Der innere Bau.

a) Zusammensetzung und Lagerung.

Bevor wir den Versuch unternehmen, eine eingehende Darstellung der Entwicklungsgeschichte unseres Gebietes zu geben, wollen wir einen kurzen Überblick über die Verbreitung und Lagerung der verschiedenen Formationsglieder zu gewinnen suchen, aus denen jenes zusammengesetzt ist.

Es muß an dieser Stelle besonders hervorgehoben werden, daß die geologische Spezialkartierung zwar bereits seit 1881 eingesetzt hat, doch bis heute nur ein Teil des Gebietes fertiggestellt worden ist. Wir sind deshalb für die nicht kartierten Gebiete, abgesehen von der alten Dechenschen Karte[1]), auf solche kleineren Maßstabes angewiesen. Auf Grund der zu seiner Zeit vorhandenen geologischen Spezialblätter sind von H. Grebe[2]) zwei Übersichtskarten einzelner Gebiete gegeben worden. Übersichtskarten stellen die Lepsiussche Karte des Deutschen Reiches und die des Badischen Zentralbureaus für Meteorologie

1) Geolog. Karte der Rheinprovinz und Westfalens. (1 : 80000). Sektionen: Neuerburg, Bernkastel, Trier.

2) H. Grebe, Über das Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierschen Gegend, Jhb. d. kgl. preuß. geol. L.-Anst. f. 1882. H. Grebe, Über die Triasmulde zwischen Hunsrück und dem Eifel-Devon, Jhb. f. 1883.

und Hydrographie[1]) dar; während wir uns über tektonische Vorgänge auf der Regelmannschen Schollenkarte orientieren können.

Die Hauptmasse des rheinischen Schiefergebirges setzt sich aus Schichten der Devonformation zusammen und zwar sind es zwischen Eifel und Hunsrück besonders die unteren Abteilungen[2]). Die älteste Abteilung des Unterdevon besteht vorwiegend aus Quarziten, aus dunkelgraublauen oder schwärzlichen Tonschiefern (Hunsrückschiefer) und aus Grauwacken; von den im Moselgebiete oberflächlich auftretenden Schichten ist diese Abteilung am weitesten verbreitet. Die Hunsrückschiefer spalten leicht in dünne Platten, die meist in steilen Winkeln zu den durch Sedimentbildung erzeugten Schichtflächen stehen. Sie setzen der Einwirkung des fließenden Wassers bei weitem nicht den Widerstand entgegen wie die dazwischen gelagerten Quarzite, werden also verhältnismäßig leicht durchschnitten. Von der Nahe bis zur Mosel treten die Tonschiefer in gleicher Ausbildung auf; dunkelgrau bis schwarz, seidenglänzend in frischem Zustande, nehmen sie durch Verwitterung rötliche und gelbbraune Farbentöne an. Mit Annäherung gegen die Wittlicher Senke werden die Schichten des Hunsrückschiefers dickschiefriger und plumper, das Korn wird gröber, so daß das Gestein der Grauwacke außerordentlich ähnlich sieht.

Die Hunsrückschiefer bilden einen großen Teil der Hochflächen des Hunsrück, des Hochwaldes und ihrer Abdachungen nach der Mosel zu, greifen auf das linke Moselufer über, setzen die Moselberge zusammen und durchziehen die Eifel in zwei breiten Streifen von der Mosel bis zu einer von Vianden über Manderscheid nach Mayen führenden Linie. Die Streichrichtung der Hunsrückschiefer

1) M. v. Tein, Ergebnisse der Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im deutschen Rheingebiet, Berlin 1905, VII. Heft, das Moselgebiet.

2) Vgl. dazu, wie zum folgenden die Erläuterungen der vorhandenen geolog. Spezialblätter.

ist gleichmäßig von Südwest nach Nordost gerichtet. Die den Rand der Wittlicher Senke bildenden Schiefer lagern außerordentlich flach und besitzen geringere Neigungswinkel bei vielfach wechselnden Mulden und Sätteln.

Die Quarzite (Taunusquarzite), die die Hunsrückschiefer durchsetzen und überlagern, stellen wegen ihrer großen Härte der Einwirkung des fließenden Wassers einen außerordentlichen Widerstand entgegen, so daß sie bei der späteren Abtragung oft als lange Bergrücken herausmodelliert sind, indem sie infolge ihrer größeren Verwitterungsbeständigkeit, die unter ihnen liegenden Tonschieferpartien schützten. Auch einige der Schwellen, die die Mosel und ihre Nebenflüsse riffartig durchziehen, sind auf die härteren Quarzite zurückzuführen. An diesen als Furten bezeichneten Stellen hat die Erosionskraft der Flüsse noch nicht ausgereicht, die Gefällskurve zu einer ausgeglichenen zu gestalten. Eine solche Furt findet sich beispielsweise bei Enkirch[1]).

Jenseits der Wittlicher Senke und der Triashochflächen nördlich von Trier begegnen wir wieder devonischen Ablagerungen.

Da die geschilderten Formationsglieder nach der Wittlicher Senke zu einfallen, liegt es nahe, eine große Devonmulde anzunehmen, die die Uranlage für die später tektonisch bedingte Wittlicher Senke und die Trierer Bucht gegeben hat.

Für die morphologische Auffassung sind die Koblenzgrauwacken und Koblenzquarzite wegen ihrer verschiedenen Verwitterungsbeständigkeit besonders hervorzuheben. Die Grauwacken, Quarzsandsteine von meist grünlicher Färbung, die auf den Hunsrückschiefern auflagern, werden durch die meteorischen Gewässer stark angegriffen, verlieren ihren Kalkgehalt und werden dadurch leicht klüftig und porös. Eine ähnliche Stellung wie die Taunusquarzite im Hunsrück nehmen in dem Gebiete nördlich der Mosel die

1) M. v. Tein, a. a. O.

Koblenzquarzite ein, die auch hier die Höhenrücken bilden, welche die gleichmäßigen, flachwelligen Plateauflächen überragen. Aus diesen Quarziten setzt sich der Kondelwald mit seiner westlichen Fortsetzung, dem Grünwald, von der Alf durchschnitten, zwischen Wittlich und Alf, sowie außerhalb unseres Gebietes die Schneifel zusammen. Außer diesen sind der Kellerberg bei Dierscheid und der Steinenberg bei Naurath-Eifel solche Quarzitrücken, die sämtlich von Südwest nach Nordost streichen. Karbonische Ablagerungen treten innerhalb unseres Gebietes nicht auf.

Von permischen Ablagerungen finden sich nur die des Oberrotliegenden, die aber für die Ausgestaltung der Oberflächenformen von großer Bedeutung gewesen sind. Wie wir bereits eingangs erfahren haben, greift ein breiter Streifen der westdeutschen Trias und des Rotliegenden scheinbar buchtenartig in einer Breite, die durch die Entfernung Trier-Vianden gekennzeichnet sein mag, nach Nord-Nordost in den Kern des Schiefergebirges hinein und läßt sich in einzelnen Resten bis zu den Triasvorkommen am Nordrande der Eifel verfolgen. Von dieser „Trierer Bucht" zweigt sich ein schmaler Streifen ab, und greift nach Nordosten als kleinere Bucht in das Devon ein, die sogenannte „Wittlicher Bucht oder Senke". Das Hauptvorkommen des Oberrotliegenden finden wir in dem Gebiete der Senke. Vom Saar-Nahegebiet aus greifen die Schichten des Oberrotliegenden westlich um den Hunsrück herum. Sie erreichen bei Wittlich ihre größte Ausdehnung und erstrecken sich bis in das Gebiet der unteren Alf, wo sie an einigen Stellen dem Unterdevon aufgelagert sind. Zwischen Quint und Issel treten unmittelbar am Ufer der Mosel in etwa 30 m Mächtigkeit die Konglomerate des Rotliegenden an steilem Gehänge auf und entsprechend auf dem rechten Ufer bei Kenn und Ruwer.

Den hervorragendsten Anteil an der Zusammensetzung der Gesteinsdecke unseres Gebietes nehmen die Schichten des Triassystems, die das große Areal zusammensetzen, das man, geologisch gesprochen, als „Trierer Bucht" be-

zeichnet hat, von der die Wittlicher Senke nur einen nordöstlichen Ausläufer darstellt. Die Lagerung der Gesamtablagerungen ist muldenförmig, d. h. die Triastafeln zwischen Trier, Ettelbrück an der Sauer und Birresborn an der Kyll sind zwischen Hunsrück und Eifel muldenförmig eingesunken. Mit Ausnahme der Grenze gegen die Trierer Talweitung lagern die Grenzschichten der Trias diskordant auf dem Devon oder stellenweise, wie bei Trier und Wittlich, über dem Rotliegenden und fallen in diesen Grenzgebieten auf der Nordseite der großen Mulde mit 5°—10° gegen Südosten und im südlichen Teile von der Mosel ab mit 10°—15° nach Nordwesten ein[1]). Jedoch entsprechen die Schichten im Muldentiefsten keineswegs diesem verhältnismäßig sanften Einfallen. Vielmehr durchziehen zahllose große, meist parallel verlaufende, und südwest-nordost streichende Verwerfungen die Trierer Bucht, wodurch die Schichten im südlichen Muldenflügel meist nach Nordwesten und im nördlichen meist auf der Südostseite eingesunken sind. An der Sauer zwischen Echternach und Bollendorf trifft man den tiefsten Teil der Mulde, so daß die oberen Keuperschichten hier nur 110—125 m über dem Sauertale liegen und vom „Luxemburger Sandstein“ (unterem Lias) überlagert werden; so an der Prüm zwischen Irrel und Holsthum und an der Nims zwischen Wolfsfeld und Niederweis. Eine Linie etwa von Weilerbach an der Sauer über Alsdorf an der Nims nach Metternich auf der linken Seite der Kyll bezeichnet das Muldentiefste. Alle drei Schichtenkomplexe der Trias, Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper sind in der Trierer Bucht vorhanden. Die größte Verbreitung besitzt der Buntsandstein, der in der Gegend von Trier 150 m Mächtigkeit erreicht. Er verschwindet entsprechend der muldenförmigen Lagerung der Trierer Bucht nach dem Innern der Mulde, um schmalen Schollenstücken jüngerer Schichten zu weichen. Von besonderem Interesse sind zwei isolierte Vorkommen

1) R. Lepsius, Geologie von Deutschland, Stuttgart 1887/92, S. 171.

von Buntsandstein (mittlerem Buntsandstein) innerhalb der Wittlicher Senke, im Dreisberge und Asberge zwischen Salmrohr und Wittlich. Die unterste Stufe des Muschelkalkes ist nicht als Wellenkalk, sondern als Muschelsandstein entwickelt, d. h. als ein Tonsandstein mit vereinzelten dolomitischen festen Bänken, die bei der Verwitterung gesimseartig an den Hängen hervortreten. Die mittlere Stufe besteht aus Tonen und Mergeln mit auflagernden plattigen Dolomitenschichten. Die oberste Stufe endlich besteht aus widerstandsfähigem Material, wie festen Kalksteinen, Trochiten- und Nodosenkalken, die sich durch größere Verwitterungsbeständigkeit auszeichnen. Die Keuperschichten sind im wesentlichen auf das westlichste Gebiet der Trierer Bucht beschränkt. Die unterste Stufe besteht aus kalkigen und sandigen Bänken; zuweilen treten auch Sandsteinschichten auf. Die beiden Gruppen des mittleren Keuper, Gipskeuper und Steinmergel, sind verhältnismäßig mächtig entwickelt. Der Gipskeuper besteht vorwiegend aus roten mergeligen Letten mit zwischengelagerten quarzitischen Sandsteinbänken. Die Zone des Schilfsandsteines ist bei Echternach noch 3 m mächtig. Die auflagernden Steinmergel und die oberste Keuperstufe bestehen aus weichem, mürben Material. Wegen ihrer geringen Verwitterungsbeständigkeit sind die Keupergebiete im Landschaftsbilde durch flache Oberflächenformen ausgezeichnet. Jurassische Ablagerungen finden sich nur im Muldentiefsten der Trierer Bucht als unterer Lias, auf den Plateaus zwischen der Nims und der Sauer bei Wallendorf, deren Steilränder durch einen gelblichen, grobkörnigen Kalkstein, den „Luxemburger Sandstein“ gebildet werden. Dieser Kalkstein wird etwa 60 m mächtig und neigt zu bankiger Absonderung. Die festeren, mächtigen Bänke zerklüften leicht und nehmen über den unterlagernden Mergeln und tonigen Kalksteinen schroffe, bastionenartige Formen an. Von den oberen Schichten des Jura, und den Ablagerungen der Kreidezeit ist nichts erhalten geblieben, trotzdem eine Bedeckung als wahrscheinlich angenommen wird. Erst

aus der Tertiärzeit sind uns größere Reste erhalten. Sie bestehen aus lehmig-sandigen Schichten mit einzelnen Blöcken von Braunkohlenquarzit (Knollenstein) und aus stark abgerundeten Quarzgeröllen. Diese Ablagerungen bedecken in beträchtlicher Ausdehnung die Hochflächen nördlich der Mosel, doch finden sich einzelne, zerstreute, abgerundete Quarzgerölle und Braunkohlenquarzite auch südlich der Mosel. Seine hauptsächlichste Ausbreitung hat das Tertiär jedenfalls auf den weiten Hochflächen nördlich der Trierer Talweitung und der Wittlicher Senke, doch finden sich einzelne kleine Flächen im Bereiche der Moselberge, so zwischen Rievenich und Piesport und nördlich von Wolf.

Nach dem kurzen Überblick über die Lagerungsverhältnisse und Gesteinsbeschaffenheit innerhalb der Trierer Bucht wollen wir dem Verlaufe der Grenze zwischen Devon und Trias und in der Wittlicher Senke zwischen Devon und Rotliegendem folgen, weil sie für die weiteren Ausführungen von Bedeutung sind. Wegen der muldenförmigen Lagerung der Triasgesteine werden wir an den Grenzen gegen die devonischen Schiefer die ältesten Ablagerungen erwarten dürfen, und in der Tat bildet Buntsandstein im wesentlichen die Grenze. Sie verläuft von Erpeldingen in nordöstlicher Richtung über Obersgegen und Sinspelt bis zur Prüm, wendet sich dann mehr nördlich über Oberweiler nach Mürlenbach und wird durch die von Norden her zwischen Mürlenbach und Salm zu beiden Seiten der Kyll bis St. Thomas vorspringenden devonischen Schiefer in zwei Teile gegliedert. Von dem Dorfe Salm zieht die Grenze nach Südosten, um den Mosenberg herum, kreuzt das Salmtal, erreicht den Meulenwald und wendet sich dann scharf nach Osten in die Wittlicher Senke hinein, wo Rotliegendes an die Stelle des Buntsandsteins tritt. Im Süden verläuft die Grenze durch die Trierer Talweitung, wo die nordwestlichen, also linken Moselgehänge aus steilen, stark zerklüfteten Buntsandsteinwänden bestehen. Bei Betrachtung der Lagerungsverhältnisse an den Grenzgebieten kommen zwei Formen

in Betracht: einerseits Auflagerung des jüngeren Gesteins auf das ältere, andererseits Anlagerung des einen an das andere, bedingt durch Verwerfungserscheinungen. Die Uranlage der Trierer Bucht war eine muldenförmige; demnach dürfen wir an den Grenzgebieten mit großer Wahrscheinlichkeit Auflagerung vermuten, wie es die Beobachtungen tatsächlich bestätigen. Eine Abgrenzung durch Verwerfungen findet sich nur an verhältnismäßig wenigen Stellen. Sie beschränken sich im wesentlichen auf die beiden großen Hohlformen unseres Gebietes, die Wittlicher Senke und die Trierer Talweitung. In der letzteren haben große tektonische Verschiebungen stattgefunden, so daß die rechten Gehänge aus devonischen Schiefern und die linken aus steilabfallendem Buntsandstein bestehen. Den grabenförmigen Einbruch der Wittlicher Senke haben wir bereits kennen gelernt, doch sind auch hier Anzeichen für eine muldenförmige Anlage im Devon vorhanden. Im übrigen setzen die zahllosen Verwerfungen des Triasplateaus, besonders die des Nordwestrandes nur wenige Kilometer von der Gesteinsgrenze entfernt ein und zerbrechen die Trierer Bucht in viele schmale Längsschollen.

b) Geologische Entwicklungsgeschichte.

Unser Gebiet läßt sich in seiner geologischen Entwicklungsgeschichte so wenig von der des rheinischen Schiefergebirges trennen, daß wir am besten tun, dem allgemeinen Entwicklungsgange des Gesamtgebietes zu folgen, um daran anschließend unserem Spezialgebiet besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Auch wird eine knappe Darstellung der Entwicklung des Rheintales kaum zu umgehen sein, und insofern gerechtfertigt erscheinen, als dadurch die Möglichkeit eines Vergleiches zwischen Mosel und Rheintalentwicklung gewonnen werden kann.

Das rheinische Schiefergebirge ist ein großartiges Abrasionsplateau, ein typisches Rumpfgebirge, eine Peneplain. Es gehört zu dem von Süß als variskisches Hochgebirge bezeichneten paläozoischen Gebirgszuge, der Mittel-

europa von Frankreich bis Schlesien durchzieht. Die devonischen Schichten, die das gesamte Gebirge überwiegend zusammensetzen und namentlich aus unterdevonischen Tonschiefern und Grauwacken bestehen, wurden in der Karbonperiode von Südosten her zu einem mächtigen Gebirge aufgefaltet, dessen Falten im allgemeinen ein einheitliches Streichen von Westsüdwest nach Ostnordost besitzen[1]). Die Fallrichtung ist überwiegend Südsüdost mit nach Nordnordwesten überliegenden Falten[2]). Das variskische Hochgebirge bestand bis zum Schlusse des paläozoischen Zeitalters[3]). Schließlich wurde das alte Faltengebirge nach einem lang andauernden Einebnungsvorgang zu einem Rumpfgebirge von flachwelliger Oberfläche abgetragen, das heute keinen Zusammenhang mehr mit dem alten Faltenbau erkennen läßt[4]). Gewaltige Komplexe von Sedimenten des Zechsteins, der gesamten Trias, von Lias und vielleicht auch noch von jüngeren jurassischen Bildungen wurden über dem Devon abgelagert. Oft finden sich die Sedimente der Trias in schwebender Lagerung auf den abradierten Köpfen der südwest-nordost streichenden, eingeebneten Devonschichten und lassen vermuten, daß das niederrheinische Gebirge zum großen Teil von der Trias bedeckt war. Die Triasschichten sind schon zum größten Teil denudiert worden und haben sich nur an solchen Stellen erhalten, wo sie durch nachträgliche Dislokationen in das Niveau des gefalteten Grundgebirges gebracht worden sind. Ein Schwarm von Dislokationen des niederländischen oder erzgebirgischen Systems hat in der Gegend von Trier einen größeren Komplex permischer, triassischer und liasischer Schichten tief unter

1) E. Suess, Antlitz der Erde, Bd. II, S. 118. Th. Lorenz, Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands, Sitzungsber., herausg. v. Nat.V. d. preuß. Rheinlande etc., 1907, Abt. D, Ber. d. Niederrh. geol. Ver., S. 26.

2) A. Philippson, Zur Morphologie des Rhein. Schiefergebirges, Verh. d. XIV. d. Geogr. T. zu Köln 1903, S. 194.

3) A. Penck, Deutsches Reich, S. 313 ff.

4) A. Hettner, Die deutschen Mittelgebirge, G. Z., 1903.

das angrenzende Devon zwischen Eifel und Hunsrück eingesenkt[1]) Außer dieser großen Triasdecke sind nur noch einzelne Fetzen erhalten, die sich durch die höheren Teile der Eifel nach Norden ziehen und zwischen Düren, Kall und Mechernich am Nordfuße der Eifel wieder in größerer Ausdehnung vorhanden sind. Da die Triasdecke durch die Einwirkung der Erosion und Denudation außerordentlich stark angegriffen und zerstört worden ist, können wir den exakten Nachweis, daß sie das gesamte Rumpfgebirge bedeckt habe, nicht führen und nur die Vermutung aussprechen, daß eine früher größere Bedeckung vorhanden war. A. Philippson[2]) schließt aus dem Auftreten recht großer Blöcke von Buntsandstein in den diluvialen Rheinschottern auf eine früher größere Ausdehnung des Buntsandsteins nach Osten. Rotliegendes und Trias sind außerordentlich stark verworfen und in verschiedene Höhenlagen gebracht, aber nicht mehr gefaltet worden. Zwischen der Trias und dem mittleren Tertiär, das diskordant auf der alten Rumpffläche und auch auf dem Buntsandstein auflagert, muß, wie wir später ausführen werden, eine erneute Einebnung stattgefunden haben. Es war nur ein im allgemeinen flaches Hügelland, das sich in der Folgezeit zum rheinischen Schiefergebirge in seiner heutigen Gestalt herausbildete[3]). E. Kaiser[4]) vergleicht dieses Hügelland mit den Flachlandschaften, wie wir sie jetzt

1) H. Grebe, Über das Rotliegende etc. a. a. O. S. 461 ff.

2) A. a. O. S. 194.

3) A. Philippson, a. a. O. S. 196. — Verhandl. des VII. Int. Geogr. Kongr. in Berlin 1899, Berlin 1900, S. 331. — K. Östreich, Studien über die Oberflächengestaltung des Rhein. Schiefer-Geb. P. M. 1908, S. 76 ff. — C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Enstehungsweise des Tertiärs im Rhein. Schiefergebirge, Monatsber. d. D. geol. Ges., Bd. 60, 1908, Nr. 11. — C. Mordziol, Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rhein. Schiefergeb. Zt. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1910, S. 77/79 u. 159/173.

4) E. Kaiser, Die Entstehung des Rheintales, Verhandl d. Ges. D. Naturf. u. Ärzte zu Köln 1908, Leipzig 1909, S. 173.

in den friesischen oder nordhannöverschen Gebieten vor uns haben. Die heutigen Reliefverhältnisse sind wesentlich durch Vorgänge hervorgebracht, die sich erst nach der Bildung der mitteltertiären Ablagerungen vollzogen haben. Die Hebung des rheinischen Schiefergebirges gegenüber dem südwestdeutschen Becken fand zur Untermiozänzeit statt, in der auch die zahlreichen vulkanischen Erscheinungen auftraten, die von bedeutendem Einfluß auf die Oberflächengestaltung des Gesamtgebietes waren. Die engen Täler der drei genannten Flüsse, die von heute bedeutend niedriger liegenden Gebieten in das rheinische Schiefergebirge eintreten, verdanken den Charakter des Durchbruchstales ihrer eigenen Erosionstätigkeit. Der enge Zusammenhang von Fluß- und Talform, wie er durch die Gesetze der Flußerosion bedingt ist, läßt sich an diesen Tälern in allen Einzelheiten verfolgen. Eine Ausnahme davon bilden die Weitungen, die ihren Ursprung auf Einbrüche zurückführen oder die durch den geringen Widerstand der Beckenschichten gegen die Seitenerosion bedingt sind. Aber diese engen Erosionstäler der Hauptflüsse sind, wie wir bereits in der einleitenden Betrachtung erkannt haben, keineswegs in die höchsten Teile des Schiefergebirges eingeschnitten, sondern zwischen den höheren Gebirgsmassen schaltet sich eine nach dem Hauptflusse zu sich allmählich abdachende Fläche ein, die von A. Philippson[1]) als „Trogfläche“ und von C. Mordziol als „Hochboden“ [2]) bezeichnet worden ist, und erst in diese hat der Fluß sein verhältnismäßig enges Tal eingeschnitten. Neuerdings ist die mit tertiären Geröllen bedeckte Rhein-Trogfläche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit (Stufe der Kieseloolithschotter) in untermiozäne und unterpliozäne Schotter geschieden worden[3]). C. Mordziol[4]) nimmt an, daß sich schon

1) A. a. O. S. 197.

2) A. a. O. S. 88.

3) E. Kaiser, Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner-Bucht, Verh. d. XIV. d. Geogr. T. zu Köln, Berlin 1903, S. 206 ff.

4) A. a. O. S. 282 ff. — C. Mordziol, Über einen Zusammen-

zur Untermiozänzeit ein unter-miozäner Fluß in nordnordöstlicher Richtung durch den Teil des rheinischen Schiefergebirges bewegte, der nördlich der Hunsrück-Taunuslinie lag. Es handelte sich nach ihm um das Mündungsgebiet eines größeren Flusses in nur geringer Meereshöhe mit ausgeglichenem Gefälle und Flußseebildung. Ein Hauptarm dieses untermiozänen Stromrinnensystems kam aus der Trierer Bucht, ein anderer nahm wahrscheinlich seinen Lauf am Westerwalde vorbei nach dem Limburger Becken; das Hauptmündungsgebiet ist jedenfalls in der niederrheinischen Bucht zu suchen. „Über dieses untermiozäne Stromland ragten rumpfartige Höhenzüge empor, und zwar sind es diejenigen Regionen des rheinischen Schiefergebirges, die sich heute über den höchst gelegenen Ablagerungen des Untermiozäns in 450/500 m befinden." C. Mordziol[1]) nimmt mit E. Kaiser[2]) und A. Leppla[3]) an, daß auch in der Unterpliozänzeit der Vorläufer des heutigen Rheines bestanden habe, dessen Schottermassen, wie die des untermiozänen Stromrinnensystems, in der Trogfläche abgelagert wurden. Auch zur Unterpliozänzeit waren die großen Niveauunterschiede der heutigen Oberflächenformen noch nicht vorhanden. Oberpliozäne Ablagerungen fehlen im Rheintale, doch können wir die Zeit des Oberpliozän mit K. Östreich[4]) als die Zeit des Durchsinkens des unterpliozänen Talbodens ansehen. Etwa

---

hang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein, Sitzber., herausg. v. Naturhist. Verein d. preuß. Rheinl. etc., Bonn 1907, Abt. D, Ber. d. Niederrh. geol. Ver., S. 7 ff.

1) Beitrag zur Gliederung etc. S. 274. Unsere Kenntnis der pliocänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz, Monatsber. d. d. geol. Ges. 1908, S. 337 ff.

2) E. Kaiser, Pliocäne Quarzschotter zwischen Mosel und Niederrhein. Bucht, Jhb. f. 1907, S. 57 ff.

3) A. Leppla, Über die Bildung des Rheindurchbruches zwischen Bingen und Lorch, Monatsber. d. d. geol. Ges. 1900, S. 79/80.

4) K. Östreich, Geologische und morphologische Terrassenstudien, dieselbe Ztschrift, 1909, S. 160.

100 m beträgt zu Beginn der Diluvialzeit der relative Höhenunterschied zwischen den Resten des pliozänen Talbodens und dem altdiluvialen Rheine. Damit ist die Zeit der Ausbildung der flachen breiten Täler vollendet[1]). Während die Zeit des altdiluvialen Rheines eine Stillstandslage der Bewegung und der Tiefenerosion bezeichnet, wird der Rhein durch die weitere Aufwölbung des Gebirgsrumpfes in seiner Erosionstätigkeit neu belebt und schneidet in gleicher Weise, wie der altdiluviale Rhein den Spuren seiner tertiären Vorläufer gefolgt war, Hand in Hand mit der Rumpfaufwölbung etappenmäßig seine Hauptstromrinne ein. Der durchsunkene alte (altdiluviale) Talboden blieb als Terrasse bestehen, die meist scharf gegen die junge Erosionsschlucht absetzt. Sie wurde von A. Philippson als „Hauptterrasse“[2]) bereichnet.

III. Rumpfflächen.

Die, wenn auch nur skizzenhaft dargestellte Entwicklungsgeschichte des rheinischen Schiefergebirges hat uns erkennen lassen, daß unser Gebiet im Laufe der geologischen Zeiten oftmals sein Antlitz geändert hat. Es wird unsere Aufgabe sein, zu untersuchen, welchen Vorgängen die heutige Landschaft ihr Antlitz verdankt, und zu gleicher Zeit festzustellen, welche Reste von früheren Landformen wir in der heutigen erkennen können. Wie wir bereits weiter oben erkannt haben, sind es im wesentlichen drei Stadien der Entwicklung, der unsere Landschaft ihre Oberflächenformen verdankt.

Es war die Zeit des Karbon, in der das variskische Faltengebirge entstand, das gegen Ende des Karbon und im beginnenden Perm eingeebnet wurde. Diese permische Oberfläche ist im wesentlichen das Produkt einer lang-

1) K. Östreich, a. a. O. P. M. 1909, S. 58.

2) Philippson, Entwicklungsgesch. d. Rhein. Schiefergebirges, Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn, 1889.

anhaltenden Denudationsperiode, in der die exogenen Kräfte daran arbeiteten, das variskische Hochgebirge, einzuebnen und an seine Stelle ein flaches, einheitliches Oberflächengebilde, eine Peneplain, zu setzen. Ein zweites Mal wurde unser Gebiet nach der Überdeckung durch permische und mesozoische Schichten eingeebnet, und zwar bis zum Beginn des Miozän. Unter dem dritten großen oberflächenbildenden Vorgang wollen wir alles zusammenfassen, was nach Ablagerung des Miozän bis zur Gegenwart an Veränderungen vor sich ging. Wir werden demnach die heutige Oberfläche aufzufassen haben, als entstanden aus zwei Rumpfflächen, während die Einzelformen der postmiozänen Fließwassertätigkeit zu verdanken sind. Drei Oberflächenbilder werden sich ergeben:

die permische Oberfläche,
die prämiozäne Oberfläche,
die heutige Oberfläche.

Es ist natürlich, daß die verschiedenen Gesteinsarten den angreifenden Kräften verschiedenen Widerstand entgegensetzen werden, so daß die Fastebene, wie im Worte selbst schon erklärt, eine im Kleinen flache, sanftwellige, im Großen aber als Fläche aufzufassende Landform darstellt. Die sichersten Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer alten Rumpffläche gewinnen wir dort, wo jüngere Gesteine die Rumpffläche überlagern und zwar werden uns die Grenzgebiete beider Gesteinsarten die besten Aufschlüsse geben können. Es wird unsere Aufgabe sein, innerhalb unseres Gebietes, soweit es an der Hand des vorhandenen geologischen und eigenen Beobachtungsmateriales möglich ist, dem Verlaufe der Gesteinsgrenze zu folgen und in jedem einzelnen Falle die Lagerungsform festzustellen. Es kommen zwei Formen der Lagerung in Betracht, die Auflagerung, die für das Vorhandensein der alten Rumpffläche als Kriterium anzusehen wäre, und die Anlagerung infolge von Verwerfungen. In letzterem Falle kann die Zugehörigkeit zur ehemaligen Rumpffläche nur durch Vergleich mit benachbarten Auf-

lagerungspunkten festgestellt werden. An den Grenzen der Triasgesteine der Trierer Bucht gegen das Devon finden wir beide Formen der Lagerung nebeneinander. Allerdings werden wir in der größeren Zahl der Fälle eine Auflagerung feststellen können, doch verlaufen die vielen Verwerfungslinien oft nur wenige Kilometer von diesen Stellen entfernt durch die Trias. Am Nordwestrande der Trierer Bucht verläuft die Gesteinsgrenze zwischen Unterdevon und oberem Buntsandstein von Gentingen über Obersgegen, Geichlingen nach Sinspelt und Outscheid, die Begrenzung ist keineswegs gradlinig, sondern der Buntsandstein greift in einzelnen Lappen noch etwa 2—3 km weit auf das Devon über, wie wir es bei den genannten Orten und namentlich überall da beobachten können, wo die zur Our und Prüm führenden Bäche die Grenze queren[1]). Besonders günstig lassen sich diese Verhältnisse am Lahrer Bach (Notzenbach) an der ihn kreuzenden Strasse von Geichlingen nach Sinspelt verfolgen, wo die Talgehänge bis zu etwa 30 m über der Talsohle aus devonischen Schiefern bestehen, auf denen oberer Buntsandstein lagert. Im Oberlauf bestehen die Gehänge schließlich ganz aus devonischen Schiefern. Noch bevor die Prüm erreicht ist, beteiligen sich an den Auflagerungen in immer größerem Maße die gelben und hellroten Sandsteine des mittleren Buntsandsteins. Interessante Einzelheiten bietet der Grenzverlauf in der Gegend von Waxweiler. So finden sich bei Weidingen einzelne isolierte Buntsandsteinkuppen als Zeugen einer einstmals größeren Ausbreitung; die größte Kuppe ist der Retschberg. Eine durch Flußerosion herausgearbeitete Buntsandsteininsel ist die von den beiden Quellarmen des Echtersbaches umflossene Kuppe. Die Gehänge beider Bäche bestehen aus Buntsandstein, der schmale Talboden bereits aus devonischem Schiefer. Nach Überschreitung der Prüm beginnt jener bereits angedeutete Wechsel von Auflagerung und

1) Vgl. Blatt Mettendorf der geolog. Spezialkarte.

Anlagerung, der aber nach Mürlenbach zu wieder abnimmt. Steigen wir im Kylltale nach St. Thomas talaufwärts, so erreichen wir bei letzterem Orte im Talboden die sandigen Schiefer des Unterdevon, also die Stelle, an der das Devon unter die Triasdecke untertaucht. Kaum 2 km nördlich von St. Thomas bilden dieselben Schiefer bereits bis zu 35—40 m Höhe die beiderseitigen Talgehänge. Die Grenzlinie selbst liegt weiter nördlich bei Mürlenbach. In der Gegend von Landscheid ist die Bestimmung der Grenze durch die großen Tertiärflächen nahezu unmöglich. Erst unterhalb der Mündung des Kailbaches sind Auflagerungen an den Oberläufen der rechten Nebenbäche der Salm zu beobachten, ebenso in den Quellgebieten der Bäche bei Naurath-Eifel an dem schmalen Devonstück, das die Trias von der Wittlicher Senke trennt. In der Senke selbst sind Auflagerungen nur in wenigen Fällen festgestellt worden, wie auf der etwa 6 km langen Strecke von Ürzig. Die Lagerungsverhältnisse am Nordabhange des Rothenberges bei Ürzig, am Südostrande der Wittlicher Senke, sind derart, daß ein schmaler Streifen von Porphyrbreccien und Tuffen des Rothliegenden auf den Hunsrückschiefern auflagert. Erst etwa 300 m von der Auflagerungsgrenze entfernt, werden die oberen Konglomerate durch den Grabenbruch in gleiche Höhe mit den Breccien gebracht. Während die Feststellung der Auflagerungsflächen an dieser Stelle verhältnismäßig schwierig ist, sind bei Ürzig die Porphyrbreccien und Tuffe des Oberrotliegenden an dem steilen Gehänge des Moseltales vollständig entblößt. Sie liegen auf den Köpfen der Schichten des Unterdevon etwa 30 bis 40 m über dem Moselspiegel und machen sich durch den Gegensatz ihrer roten Gesteine zu den braungrauen Schiefern auffallend bemerkbar. Die Breccien fallen nach der Wittlicher Senke zu ein, und ergänzen sich mit den nach Südwesten einfallenden, an die Devonschichten des Kondelwaldes angelehnten Konglomerate zu einer schmalen, sich gegen Südwesten öffnenden Mulde. Noch weit spär-

licher als in der Wittlicher Senke sind die Auflagerungserscheinungen in der Trierer Talweitung; nur östlich von Kenn läßt sich eine Auflagerung von Konglomeraten des Oberrotliegenden auf unterdevonische Tonschiefer feststellen. An der Hand der geschilderten Auflagerungsstellen könnte der Versuch unternommen werden, die ideale permische Rumpffläche zu rekonstruieren, doch wird das Vorhandensein großer freigelegter Rumpfmassen dieser Rekonstruktion Schwierigkeiten entgegenstellen. Ein getreues Abbild werden wir nicht rekonstruieren können, weil wir kein Maß für die Abtragungsvorgänge nach der Freilegung der alten Rumpffläche, also für den Grad der Niedrigerlegung der gesamten Landform besitzen. Nur aus den höchsten Kuppen der unverletzten Landfläche würden wir die ursprüngliche Höhenlage des Ganzen folgern können. Ein zahlenmäßiges Profil von der Eifel zum Hunsrück, gewonnen aus den Höhen des devonischen Untergrundes, läßt den Charakter der großen, flachen Mulde zwischen beiden erkennen, deren Tiefstes, mit etwa 330 m, etwa 180 m tiefer lag als die großen Hochflächen im Norden und Süden mit etwa 500 m durchschnittlicher Meereshöhe. (Vgl. Tabelle.)

	mittl. Höhe	Quarzit-Rücken	mittl. Höhe	Höhen-Unterschied
Hochfläche der Eifel .	500 m	Schneifel	690 m	190 m
Devon von Bruch, Naurath	330 „	Kellerberg, Steinenberg	445 m	115 „
nördlich vom Kondelwald	420 „	Kondelwald	475 m	55 „
Moselberge	420 „	—	—	—
Hunsrück-Hochfläche .	520 „	Hochwald, Idarwald	740 m	220 „

Der nördliche Muldenflügel ist demnach der steilere. Bei einer derartig großen Mulde, die 40—50 km breit war, ist die Höhendifferenz von 180 m fast verschwindend klein und bleibt der Gesamtlandschaft der Charakter einer großen, flachwelligen Landform. Da bei der Bildung einer Peneplain die verschieden widerständigen Gesteinsmassen

dem Einebnungsvorgang nur ungleichmäßig folgen können, werden die widerständigeren Gebirgszüge im Laufe der Zeit als Höhenrücken herausmodelliert werden, die die übrige bereits zur Peneplain gewordene Landform als Härtlinge[1]) überragen. So hatte auch die alte permische Peneplain ihre Rumpfhöhen. Die Eifelhochfläche wurde überragt von dem lang ausgedehnten Quarzitrücken der Schneifel, die Hochfläche des Hunsrück von denen des Hoch- und Idarwaldes. Auch innerhalb der flachen Mulde waren Quarzitrücken von geringerer Ausdehnung herausgearbeitet worden, wie der Rücken des Kondelwaldes, der das weiter nördlich gelegene, bereits 400 m hohe Plateau überragt, und der Keller- und Steinenberg bei Naurath-Eifel.

Die zweite große Einebnung, von der unser Gebiet betroffen wurde, hatte ihr Ende zur Zeit des Mitteltertiär (Untermiozän) erreicht. Auf dem alten präpermischen Rumpfe lagerten sich die Schichten des Perm (besonders in der Wittlicher Senke), sodann die des Mesozoikums, vielleicht bis zur Kreide ab. Sodann fanden die zahllosen Einbrüche des permischen und mesozoischen Gesteins in den alten Rumpf statt, und es setzte die neue Einebnung ein, deren Endprodukt eine neue Landform war. Auf diese legten sich diskordant die Schichten des Miozäns. Da wir ein genaues Zeitmaß für die Einebnung nicht besitzen, wir deren wesentlichste Wirkung aber nach der Zeit der großen Einbrüche anzusetzen haben werden, soll diese Einebnung als prämiozän bezeichnet werden. Es bleibt dann die Frage offen, ob die Einebnung auf die Zeit zwischen den Einbrüchen und der diskordanten Ablagerung des Unter-Mizoäns zu beschränken ist, oder ob wir, was bei Betrachtung der ungeheuer mächtigen Massen, die abgetragen werden mußten, wahr-

1) H. Spethmann, Zentralbl. f. Mineral. Geolog. etc. 1908, S. 746/48 (als Ersatz für die Davissche Bezeichnung „Monadnock".

scheinlich ist, annehmen müssen, daß bereits vor den Einbrüchen der Einebnungsprozeß eingesetzt hatte, um bis zum Untermiozän anzudauern. Wo werden wir die Beweise für die Annahme der prä-miozänen Rumpffläche zu suchen haben? Es wird die Untersuchung der Lagerungs- und Oberflächenverhältnisse an den Grenzgebieten von Trias resp. Rotliegendem gegen Devon Aufschlüsse darüber geben können. Auch hier wollen wir, wie bei der Bestimmung des permischen Rumpfes, dem nordwestlichen Teile unseres Gebietes besondere Aufmerksamkeit schenken, wo die Buntsandsteinlappen auf das Devon hinübergreifen, wie am Lahrer Bach. Ausschlaggebend wird die Art des Überganges von einem Gestein zum andern an der Oberfläche sein. Diese verläuft als Hochfläche unbekümmert um die Auflagerung des jüngeren Gesteins auf das ältere, unbekümmert um die Verwerfungen (vgl. Taf. V, Fig. 1 u. 2) innerhalb des jüngeren Gesteins. Die Ablagerungen des Jungtertiärs sind naturgemäß nur dort erhalten, wo die post-tertiären Fließwasser sie noch nicht haben in Angriff nehmen können, also vornehmlich auf den Höhen. Es gibt wohl keine Stelle, wo sich Tertiär in nächster Nähe eines größeren Baches findet. Überall dort, wo flachwelliges Gelände das Quellgebiet der Nebenbäche zweiter und dritter Ordnung bildet, folgen die Grenzen des Tertiärs diesen feinsten Wasseräderchen und ihren Talschlüssen, während sie in den großen Hohlformen nur sehr wenig anzutreffen sind, so bei Heckenmünster am Gehänge der Wittlicher Senke. Das Tertiär zeigt nördlich der Mosel und besonders im Gebiet der Hochfläche eine außerordentlich große Verbreitung. Wir finden es auf den Hochflächen im Nordwesten, bei Freilingen, östlich und südlich von Bitburg und besonders gut erhalten auf den Hochflächen von Herforst und Zemmer zwischen Kill und Salm und bei Landscheid. In nächster Nähe des Moseltales findet sich naturgemäß sehr wenig Tertiär, und zwar nur auf den Moselbergen westlich von Piesport und nördlich von Wolf. Aus der weiten Ausdehnung dieser Ab-

lagerungen dürfen wir schließen, daß zur Tertiärzeit das gesamte Muldengebiet in seinen tieferen Teilen davon bedeckt war. Die Höhenzahlen für die höchsten Ablagerungen bewegen sich zwischen 340 m und 430 m und ergeben für die gesamte Hochfläche zwischen Eifel und Hunsrück unter Hinzuziehung der bereits vom Tertiär befreiten Höhen, einen Mittelwert von etwa 380 m. Nach der Hochfläche der Eifel im Norden und der Hunsrückhochfläche im Süden hören die tertiären Ablagerungen auf. Es bleibt der Charakter der Mulde gewahrt, in deren Tiefstem das Tertiär gleichsam in einem Troge abgelagert wurde. Wir wollen aus diesem Grunde mit A. Philippson[1]) und K. Oestreich[2]) die Landform zwischen der hohen Eifel und dem Hunsrück den „Moseltrog" nennen (nach C. Mordziol „Hochboden)[3]). Für den Rheintrog ist eine petrographische Scheidung der Tertiärablagerungen in Untermiozän und Unterpliozän vorgenommen worden[4]). Dies war für den Rhein durch eingehende Schotteruntersuchungen möglich. Doch soll hier keine petrographische Untersuchung im Sinne der bezeichneten Arbeiten gegeben werden, sondern es soll der Versuch unternommen werden, aus den heutigen Oberflächenformen, Tal- und Gehängeformen, Terrassen usw. der Entstehung zu folgen, gestützt auf die vorhandenen geologischen Spezialkarten. Es soll die heutige Bodenform betrachtet werden, als das Endprodukt einer Entwicklungsreihe, die durch alle in den Formen der Landoberfläche noch erkennbaren Stadien hindurch verfolgt werden kann. Wir werden uns nur in dem Falle der Trennung der tertiären Ablagerungen anschließen müssen, wenn wir morphologisch verschiedene Landformen beobachten können, die für die eine oder die andere dieser Ablagerungen charakteristisch sind. Die Land-

1) Verhandl. d. XIV. d. Georg. Tages, a. a. O.

2) P. M. 1908/1909 a. a. O.

3) A. a. O. S. 88.

4) Vgl. die Literaturangaben in der Übersicht über den inneren Bau.

form, in der innerhalb unseres Gebietes beide Schotter abgelagert wurden, ist der Moseltrog, in dem wir keine, den verschiedenen Tertiärablagerungen zuzuschreibenden Kleinformen beobachten können; zudem ist eine Schottertrennung bis jetzt weder geologisch durchgeführt, noch kartographisch niedergelegt worden. Demnach werden wir die Bezeichnung Tertiärbedeckung im Sinne frühestens miozäner Ablagerungen beibehalten.

Aus dem Dargestellten ist ersichtlich, daß die prämiozäne Peneplain keine in allen ihren Teilen neue Landform darstellt. Der größte Teil des freigelegten permischen Rumpfes bildet den Hauptbestandteil der neuen Peneplain. Die Quarzitrücken treten in der neuen Landform, wie in der alten, als Härtlinge auf. Wenn wir heute das Oberflächenbild betrachten, wie es durch die post-miozänen Vorgänge, besonders durch die diluviale Fließwassertätigkeit bedingt ist, so werden wir, von jeglichem Talzuge abgesehen, ein Bild erhalten, das im wesentlichen der prä-miozänen Oberfläche gleicht. Doch haben wir kein sicheres Maß, das uns den Betrag der späteren Abtragung vergegenwärtigen könnte. Aus der Höhenlage des Tertiärs und dessen geringen Differenzen mit der allgemeinen Höhenlage der Gesamtrumpfplatte dürfen wir vermuten, daß der post-tertiäre Abtragungsvorgang keine großen Werte erreicht hat.

IV. Talbildung.

Der Vergleich der heutigen Oberflächenformen mit denen der prä-miozänen Rumpffläche läßt die umgestaltende Wirkung vornehmlich des fließenden Wassers erkennen, der das heutige Relief seine Formen verdankt. Die Flüsse haben ihre tiefen Täler eingeschnitten und entsprechend der stärkeren oder geringeren Widerständigkeit des Gesteins enge und weite Talformen geschaffen. Gänzlich neue Formenelemente sind in Gestalt der großen Hohlformen, wie der Trierer Talweitung, der Wittlicher

Senke und des Moseltales in das Landschaftsbild eingeführt worden. Endlich sind die Moselberge durch die Entstehung dieser großen Hohlformen, vereint mit der herausmodellierenden Wirkung der Nebenflüsse der Mosel entstanden. Deutlich läßt sich im Landschaftsbilde die Wirkung des fließenden Wassers erkennen, das vom Miozän bis zur Gegenwart seinen Weg mannigfach verändert und verlegt hat, daß in der gleichen Zeit sein Bett von der Höhe des untermiozänen Muldenbodens, des Moseltroges, bis zum heutigen Niveau der Mosel und ihrer Nebenflüsse eingeschnitten hat. Als Hauptfluß des Gebietes stellt die Mosel die Erosionsbasis für die Nebenflüsse und somit für die Gesamtlandschaft dar. Mit ihr sei deshalb die Betrachtung der Hohlformen begonnen. Folgen wir zunächst der Moseltallandschaft innerhalb unseres Gebietes.

a) Die Trierer Talweitung und das Moseltal.

Die Mosel, die oberhalb Oberbillig, bevor sie in unser Gebiet eintritt, von Südwesten nach Nordosten fließt, verläßt in dem durch Klüfte zerrissenen Gelände plötzlich ihre bisherige Richtung und wendet sich gegen Osten und Südosten bis zur Einmündung der Saar bei Conzerbrück, um dort wieder ihre frühere Richtung nach Nordost einzunehmen. Schon kurz vor der erneuten Wendung, etwa bei Igel, hat die Mosel ihr eng eingeschnittenes Tal verlassen; die Talwände, die in ihrer Höhenzahl denen des Oberlaufes von Oberbillig bis Igel durchaus gleichen, treten weiter zurück und lassen eine breite Talweitung zwischen sich, die sich bei einer durchschnittlichen Breite von 1,5—2 km 19 km lang nach Nordosten bis in die Gegend von Quint und Issel ausdehnt. In einem weiten Bogen windet sich der selbst nur etwa 150—200 m breite Fluß von einer Talwand der fruchtbaren, obstreichen Weitung zur andern, bei Feyen und Pfalzel die rechte, bei Trier die linke Seite berührend, und umfließt Trier, die größte Stadt unseres Gebietes. Zu beiden Seiten des Flusses erreichen die Berge nahezu gleiche Höhen. Die

Gehänge der nordwestlich und westlich von Trier liegenden Plateaus fallen recht steil zur Mosel ab und sind durch eine größere Anzahl Talschluchten zerschnitten, namentlich bei Zewen, Euren und bei Pallien. Auf dem linken Flußufer erheben sich besonders ausgeprägt unterhalb Trier steil, fast senkrechte Formen annehmend, die roten Sandsteinwände des Plateaus, auf dem rechten Ufer die grauen und braunen Schiefer der Vorhöhen des Hochwaldes; beide sind, soweit wir es aus der Weitung selbst beobachten können, zum größeren Teil mit Laubwald bedeckt, der durch Äcker und zum Teil durch Weinkulturen unterbrochen wird.

Während sich die Mosel in der Trierer Weitung mit einer gewissen Bewegungsfreiheit hin und her windet, biegt sie bei Quint, das sie in süd-nördlichem Laufe erreicht, plötzlich scharf um und wendet sich gegen Südosten, um südlich von Schweich ihr bis dahin 2—3 km breites Tal bei ihrem Eintritt in den Hunsrück auf wenige hundert Meter zu verengen. Die Gehänge treten dicht an den Fluß heran, der sich von nun an in eng begrenzten Bahnen bewegt. Eingeschlossen zwischen Hochflächen, die über 630 m Höhe erreichen, ist die Talsohle des Flusses tief in den Gebirgssockel eingesenkt; die den Bergmassen benachbarten Uferstriche liegen 300—400 m unter diesen, so daß nicht selten mehr oder weniger schroffe Uferwände von beträchtlicher Höhe entstehen. Zunächst fließt die Mosel in verhältnismäßig geradem Lauf bis Mehring. Unterhalb dieses Ortes beginnt die große Reihe der Windungen und Schleifen, die für die untere Mosel so außerordentlich charakteristisch sind. In dieser Eigentümlichkeit ihres Laufes ist der Mosel wohl kaum ein anderer größerer deutscher Fluß zur Seite zu stellen. W. Ademeit[1]) macht auf den Eindruck einer gewissen Gliederung aufmerksam, die sich unverkennbar

1) W. Ademeit, Beiträge zur Siedelungsgeographie des unteren Moselgebietes, Forschungen, Stuttgart 1903, Bd IV, S. 343.

dem Landschaftsbilde aufprägt und besonders stark auf der Strecke von Mehring bis Alf-Bullay ausgebildet ist, die ganz in unser Gebiet fällt. „Von der Kurve unterhalb Mehring abgesehen, besteht die Gliederung in dem Parallelismus zweier korrespondierender Schleifen, die abwechselnd nach Süden und nach Norden gerichtet sind. Dadurch werden die beiderseitigen Ufer auf der genannten Strecke in je vier Halbinseln gegliedert, von denen die nach Süden schauenden des linken Ufers durch die Orte Trittenheim, Minheim, Cues und Traben bestimmt werden. Sie zeigen in der Gestaltung gegenüber denen des rechten Ufers einen Unterschied, indem sie schmaler sind und mit stark abgerundeter Spitze endigen, während jene entsprechend ihrer größeren Breite mit eckiger Stirn gen Norden schauen.“ Für unser Gebiet müssen wir der Reihe der Halbinseln je eine nach Norden und Süden schauende, nämlich die durch die Orte Pünderich und Zell gekennzeichneten hinzufügen, die sich in Richtung und Lage den vorher geschilderten durchaus anschließen. Auch scheint es wohlberechtigt, den Moselbogen unterhalb Mehring, trotz seiner unregelmäßigen Ausbildung, dem System einzureihen. Fassen wir alle diese großen Serpentinen in ihrem Zusammenhange auf, so wird augenscheinlich, daß die Regelmäßigkeit der Erscheinung durch das Fehlen einer Moselkrümmung bei Mülheim stark gestört wird. Bei näherem Studium der Landformen dieser Gegend, werden wir durch das Auftreten des großen Talbogens von Dusemond, Burgen, Veldenz bis Mülheim, der in Form und Lage in ausgezeichneter Weise den Anforderungen des Kurvensystems entspricht, zu der Annahme gedrängt, diesen weiten Bogen einem alten Moselauf zuzurechnen. Abgesehen von der Zweiteilung der nach Norden gerichteten Flußhalbinsel zwischen Bernkastel und Traben, zeigt das Moseltal von seinem Eintritt in das Schiefergebirge bis nach Alf-Bullay mit einer gewissen Gesetzmäßigkeit die oben geschilderten je sieben nach Norden und Süden gerichteten Halbinseln. Welche

Dimensionen die Windungen des Flusses annehmen, können wir aus der Flußentwicklung, also dem Verhältnis der Stromlänge zur geraden Entfernung ermessen. Während Trier und Alf-Bullay in der Luftlinie 50,1 km voneinander entfernt liegen, beträgt die wirkliche Länge des Flusses 192,6 km. (Flußentwicklung = 3,84). Das wesentlichste und zugleich auffallendste an der Erscheinung des Serpentinenbildens ist die Tatsache, daß trotz der größten Krümmungen der Fluß immer wieder in seine frühere Richtung zurückkehrt. Mehr als einmal windet er sich nach stundenlangem Laufe fast wieder an seine alte Stelle zurück, so bei Neumagen, Piesport, Enkirch und Pünderich, wo die beiden Arme der Moselschlinge nur durch einen außerordentlich schmalen Hals voneinander getrennt sind. Die Hauptrichtung der Mosel bleibt trotz aller Krümmungen Südwest-Nordost. Von Cochem bis zur Mündung sind Tal und Lauf der Mosel gestreckt und fast genau nach Nordost gerichtet. Wenn sich uns Gesetzmäßigkeiten in dem allgemeinen Verlaufe des Flusses aufdrängten, so geschieht dies in noch erhöhterem Maße bei Betrachtung der Einzelformen des Tales und der Gehänge. Steile und felsige Gehänge wechseln ab mit flacheren und geben dem Bilde der Landschaft ein im einzelnen abwechslungsreiches, im großen ruhiges und einheitliches Gepräge. Auf der einen Seite oft hoch ansteigende Berggehänge, die teils mit dunklen Büschen besetzt, teils mit terrassenförmig übereinander angelegten Weingärten, stufenförmig zum Flusse hinabsteigen. Oftmals wird das reich belebte und in seinem Gesamteindruck doch sanfte Bild nach der Höhe zu von schroffen Felspartien abgelöst, und oft schaut von einem besonders herausmodellierten oder schroffen Felsen eine Burgruine in das Tal. Und dem Steilgehänge gegenüber breitet sich mit großer Regelmäßigkeit der Erscheinung ein sanft ansteigendes Gelände mit Wiesen und kleinen Äckern aus. Immerfort ändert sich die Lage der Ufer; bald ist das linke, bald das rechte dem Süden zugekehrt und damit die stete Abwechselung

von Wald- und Weingelände, von Wiesen und Ackerland bedingt. Um endlich den Eindruck des Gesamtbildes zu vollenden, den uns die Moseltallandschaft darbietet, sei erinnert an die wunderbare Farbenpracht der Gehänge, wo das Grün der Wälder und Weinberge oftmals unterbrochen wird von den dunkelgrauen und rötlich-braunen Schieferfelsen, während unten im Talboden der Fluß breit und ruhig seine Kurven zieht.

b) Mäander.

Wenn A. Penk[1]) schreibt, „das Moseltal im rheinischen Schiefergebirge kann als Typus der Mäandertäler gelten", so hat er damit auf die bezeichnende Talform der Mosel hingewiesen, die in ihren wesentlichen Zügen dem gleichen Entwicklungsgesetz ihre Entstehung verdankend, gleiche Hauptformen erkennen läßt. Es wird deshalb nicht uninteressant sein, an der Hand dieses für die Mäanderbildung klassisch zu nennenden Gebietes die Entstehung dieser Landform zu verfolgen. Es soll zunächst der Begriff und die Entstehung der Mäander in ihren Entwicklungsphasen kurz dargestellt und dann im Moseltale an den tatsächlich vorhandenen Landformen verfolgt werden.

In einer Landschaft, deren Unebenheiten nahezu ausgeglichen sind, die den Charakter einer Fastebene trägt, werden die Flüsse bei fast ausgeglichenem Gefälle träge dahinfließen. Wenn man sich alle Unebenheiten des Untergrundes fortdenken könnte, so würden die Flüsse in gerader Linie, der Hauptabdachung folgend, abfließen. In einem solchen geraden Flußlaufe würden sich die Seitenkräfte das Gleichgewicht halten, ihre Wirkung würde nahezu gleich Null sein. Der Stromstrich, die Linie der schnellsten Wasserbewegung, also auch jene der größten Energie, ist ziemlich in der Mitte des Flußlaufes über der Stromrinne, d. h. der tiefsten Furche des Bettes gelegen.

1) A. Penck, Morphologie, II, S. 73.

Die mechanische Kraft des reinen, bewegten Wassers an jeder einzelnen Stelle entspricht dem Produkt aus seiner Masse × Quadrat seiner Geschwindigkeit[1]). Ist der Widerstand eines im Wege befindlichen Körpers größer als der seinem Querschnitte entsprechende Teil jener Kraft, so wird die Wassermenge ausbiegen müssen, d. h. es wird eine Verlegung des Stromstriches stattfinden müssen. Gelegenheit zu solchen Verlegungen findet sich in der mannigfachsten Form, so durch Uferrutschungen, konstante Winde oder ins Wasser geratene Äste und Baumstämme, ungleiche geologische Beschaffenheit der Ufer oder der Talsohle, und in erster Linie durch die Geröllschuttkegelbildungen von einmündenden Nebenflüssen. In jedem dieser Fälle wird der Stromstrich eine Verlegung erfahren und damit die symmetrische Anordnung der Kräfte verloren gehen. Diese ungleiche Verteilung der Kraft der Strömung bezeichnet den Moment des Eingreifens der seitlichen Erosion in die Ausgestaltung des Flußtales und somit den Beginn der Kurvenbildung. Durch die Korrosionsarbeit des Flusses findet eine beständige Kurvenverlegung nach dem angegriffenen Ufer zu statt. Der Stromstrich wird seine Wassermassen gegen das konkave Ufer führen und schließlich anprallend nach dem gegenüberliegenden Ufer abgelenkt werden; doch wird er infolge seines Beharrungsvermögens noch eine gewisse Zeit seine Richtung beibehalten und erst etwas unterhalb des Kurvenwendepunktes zum anderen Ufer hinüberziehen. Der Stromstrich und damit das gesamte Kurvensystem wandert talab[2]). Der Betrag der Abwanderung hängt in der Hauptsache von der Geschwindigkeit des Flusses ab; wenn diese groß ist,

---

1) F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende, Hannover 1901, S. 131.

2) W. M. Davis, Vallées à Méandres, Ann. de Géogr. Paris 1899, S. 170/72. — Reversion in River Development, Science, New York 1901, N. Series 13, S. 629. — The Development of River Meanders, Geolog. Magazine, Decade IV, Vol. X, Nr. 466, April 1903, S. 145/48. — Physical Geography, London 1898.

so werden die stromabwärts liegenden Vollufer rasch angegriffen werden. Umgekehrt werden die Kurven des weniger raschen Flusses seitlich ausgedehnt werden und sich nur langsam talabwärts bewegen. Mit zunehmender Größe der Flußbiegungen verringert sich der Betrag der Abwanderung. Durch die allmähliche Verschiebung des Kurvenwendepunktes talabwärts, wird eine systematische Veränderung des Vorsprungs der Landmasse erfolgen, um die sich die Flußkurve herumwindet; er wird an seiner talauf gelegenen Seite angegriffen werden. Wo zwei gleichgerichtete Flußkurven einander sehr nahe kommen, wird, weil die Richtung der Strömung in beiden entgegengesetzt ist, die Schleife durchschnitten werden und ein Mäanderdurchbruch mit Altwasserbildungen entstehen. Die Tangenten an die Hohlufer dieser toten Flußschlingen zu beiden Seiten des Flusses bezeichnen den Bereich der Mäanderzone [1]).

Hebt sich die Landform, auf der sich die Mäanderentwicklung abspielt, so wird sich das gesamte Mäandersystem in demselben Maße, wie sich die Scholle hebt, in diese einsenken und im Gegensatz zu den vorhergeschilderten „frei-beweglichen“ [2]) Mäandern jetzt „eingesenkte“ [3]) Mäander bilden. Es sind im wesentlichen die gleichen Formen wie früher, die wir hier mit der ausgesprochenen Tendenz zur Vertikalen sich entwickeln sehen. Mit wachsender Tiefenlage nimmt das gesamte Kurvensystem bestimmte, in ihrer Entwicklung festgelegte Formen an und tritt in ein Stadium einer gewissen Starrheit ein. Die

1) Vgl. dazu M. S. W. Jefferson, Limiting Width of Meander Belts, Nat. geogr. Magazine, Washington 1902, S. 373/84.

2) de la Noë und E. de Margerie, Les formes du terrain, Paris 1888, S. 69.

3) A. Penck, Morph. I, S. 349/50. — W. S. Tower, The development of Cut-off Meanders, Bull. of the Americ. Geogr. Soc. vol. XXXVI, Nr. 10, 1904, S. 577 ff. — W. M. Davis, The development etc., a. a O. S. 148. — A. de Lapparent, Leçons de Géographic Physique, Paris 1896, S 159. — Jefferson, a. a. O. S. 373 ff. — F. v. Richthofen, a. a. O.

Gehänge nehmen steilere Formen an. An dem konkaven Ufer, nach dem hin sich die Kurven schräg in den Fels einnagen, findet eine außerordentlich starke Korrosionswirkung statt, die ein beständiges Unterschneiden des Gehänges zur Folge hat, so daß die steilen „Unterschneidungshänge“[1]) in großem Gegensatz zu den ihnen gegenüberliegenden schwach geneigten „Gleithängen“ stehen. Auch die Abwanderung der Kurven wird sich verfolgen lassen. Sie wird nicht so hohe Beträge erreichen können und vielmehr zu einer gewissen Zusammendrängung des Kurvensystems in der Hauptflußrichtung führen. Jede Pause in der Hebung der Landform wird durch merklichere Lateralerosion gekennzeichnet sein, die zur Bildung von Flußauen führt, die sich blattförmig an die talab gelegenen Seiten der Flußhalbinseln, der „Talsporne“ anlegen. Die Talsporne, die ursprünglich symmetrische Form besaßen, werden an ihren talauf gelegenen Seiten oft bis an ihre Kammlinie angenagt, so daß sie steil zum Flusse abfallen. Aus rundlichen Spornen entstehen allmählich solche von stark zugeschrägter Form. Das Endziel der Kurvenbildung ist auch bei den eingesenkten Mäandern der Durchbruch der Kurve; nur wird es wegen der großen Gesteinskomplexe, die abgenagt werden müssen, viel schwerer dazu kommen. Die Folgeformen solcher Durchbrüche werden sich dann in einem weiten, toten Talbogen erhalten, zuweilen mit Nebenflüssen, die ihrer Wasserführung nach in keinem Verhältnis zu diesem Talbogen stehen, der sich um den abgeschnittenen Sporn, den „Umlaufberg“ herumzieht.

Wie bereits hervorgehoben, haben wir die Entwicklung der Mäanderkurven unter Voraussetzung gleichartigen Gesteines und regulärer Wasserführung gegeben. Auf Grund dieser Annahmen kamen wir zur Entwicklung regelmäßiger Formen. Durchwandern wir aber eine Landschaft, die sich aus den hier in Betracht kommenden Landformen

1) Einer Anregung Herrn Prof. Pencks folgend durch „Prallhänge“ zu ersetzen.

zusammensetzt, so ergibt sich in jedem Falle eine mehr oder weniger große Abweichung vom allgemeinen Schema. Es werden sich überall Ungleichmäßigkeiten in der Bodenbeschaffenheit, in der Lagerung und in der Wasserführung, möglicherweise auch im Klima erkennen lassen. In den Kleinformen werden sich aus diesem Grunde selbst an nebeneinander liegenden Mäanderkurven Verschiedenheiten ergeben, doch werden sie sich der wesentlichen Landform einfügen, die durch den Entwicklungsgang der Mäander gegeben ist. Der Zweck der kurzen Darstellung der Mäander war die Feststellung des gesetzmäßigen Entwicklungsganges einer bestimmten Landform.

c) Moselmäander.

Das Moseltal hatte uns als klassisches Gebiet für das Studium der Mäanderformen zur allgemeinen Darstellung Veranlassung gegeben. Es soll nun der Versuch unternommen werden, dem Entwicklungsgange der Mäander in der Mosellandschaft zu folgen.

Es war derselbe Fluß wie heute, der zur Zeit der obersten Terrasse seine Kurven beschrieb, dessen Tiefereinschneiden bis zur heutigen Talsohle wir an den Terrassen verfolgen können. Zur Annahme eines bereits kurvenbildenden Mosellaufes zur Zeit der oberen Terrasse sind wir schon durch die Betrachtung der geologischen Spezialkarte gezwungen, die erkennen läßt, wie die ältesten Terrassen zum Teil deutlich ausgeprägt die jüngeren und den jetzigen Mosellauf andeuten. In wie klarer Weise die theoretische Profillinie der Wirklichkeit entspricht, läßt sich an einem Profil durch die Moselhalbinsel von Minheim erkennen, wo Gleit- und Unterschneidungshang (Prallhang) typisch ausgebildet sind (vgl. Profil Taf. V, Fig. 3). An jeder anderen Moselhalbinsel würde sich ein gleiches Profil ergeben (vgl. Taf. IV, Fig. 1). Die Mittelwerte der Neigung für die Trabener Halbinsel ergeben für den Gleithang 5° und für den Unterschneidungshang 39°. Entsprechend der Anlage in der Höhe sind die einzelnen

Mäander verschieden weit entwickelt und nähern sich teilweise dem Stadium des Mäanderdurchbruchs. Während in den meisten Fällen die Entfernung von Mosel zu Mosel über den Hals der Flußhalbinsel kaum 1 km beträgt, erreichen die Moselbogen bis 9 km Länge. Die Werte für die vier am weitesten entwickelten Moselhalbinseln mögen dies erläutern (vgl. Taf. IV, Fig. 4).

Sporn	Hals	Mosellauf	Hals : Moselauf
Trittenheim .	1,2 km	7,2 km	1 : 6
Minheim . . .	0,8 „	4,5 „	1 : 5,6
Traben . . .	0,87 „	8,7 „	1 : 10
Zell.	0,4 „	9,75 „	1 : 24,4

Bei Mülheim hat die Mosel bereits die Mäanderentwicklung durchlaufen und den Zusammenhang zwischen den Moselbergen und dem Bitschberge gelöst. In weitem Bogen zieht sich das breite, alte Moseltal von Filzen über Burgen und Veldenz nach Mülheim (vgl. Taf. IV, Fig. 2). Von den Folgeformen des Mäanderdurchbruchs bei Mülheim sind manche, wie die kleinen Anlagerungs- und Abnagungserscheinungen, („nips and fills“)[1] die durch die Lage des Stromstriches in der verkürzten Laufstrecke entstehen, an der Durchbruchsstelle durch die Einwirkung der Nebenflüsse verwischt worden. Wohl aber ist das Auftreten von Nebenbächen in dem toten Moselarm zu beobachten. Zur Zeit, als noch Moselwasser den Bitschberg umfloß, mündeten in engen Tälern, wie wir es noch jetzt an der gesamten Mosel verfolgen können, der Frohnbach an der Stelle, wo heute Burgen liegt, und der Veldenzerbach bei dem heutigen Veldenz. Nach dem Durchbruch von Mülheim mußten beide Bäche in dem toten Tale ihren Unterlauf verlängern und suchten durch die weite Talkurve den verkürzten Mosellauf zu erreichen. Bei Mülheim münden sie kaum 0,5 km voneinander entfernt in die Mosel.

1) W. S. Tower, a. a. O. S. 593/94.

Wie wir erkannt haben, stellt die Abwanderung den Hauptfaktor bei der Durchbruchsbildung dar. Trotzdem sich diese Erscheinung an eingesenkten Mäandern naturgemäß in bestimmtem Rahmen bewegen muß, können wir sie in ausgezeichneter Weise an den schon vorher genannten Moselhalbinseln verfolgen. Diese Sporne besaßen bei ihrer ursprünglichen Anlage symmetrische Formen, so daß eine Kammlinie von dem Hinterlande ausgehend, über der Mitte des Spornes bis zu seinem Ende verlief. Durch die Abwanderung der Kurven sind die Sporne an ihren talauf gelegenen Seiten stark angenagt worden und haben dadurch ihre symmetrische Lage verloren. Die Mosel ist schließlich bis dicht an die Kammlinie herangerückt und hat Veranlassung zur Bildung eines Steilufers gegeben. Wie weit dieser Prozeß die Landform beeinflußt, ersieht man am deutlichsten aus einem Profil durch den Minheimer Sporn (vgl. Taf. V, Fig. 4). Der Betrag der Abwanderung läßt sich zahlenmäßig nur schwer festlegen, weil in jedem Falle eine ursprünglich vorhandene symmetrische Form des Spornes rekonstruiert werden müßte. Für den Minheimer Sporn würde sich die Entfernung Mosel-Kammlinie-Mosel als im Verhältnis 1 : 5 ergeben, was eine Abwanderung von etwa 0,75 km bedeuten würde. In gleicher Weise durch Abwanderung geschaffene Formen lassen sich deutlich an den Spornen von Trittenheim, Traben und Zell, sowie in immerhin noch erkennbarer Weise an allen Moselmäandern verfolgen. Ein weiterer Faktor, der die Durchbruchsbildung stark fördert, ist die Entstehung von Wasserrinnen zu beiden Seiten des Spornhalses, so besonders bei der Trittenheimer Halbinsel. Der Hals, der den Mont Royal bei Traben von den Moselbergen trennt, ist beiderseits durch kleine Erosionsrinnen stark angegriffen, so daß sich diese auf dem Halse nahezu berühren. Die natürliche Folge der Erosionstätigkeit und der Wirkung des Gekriechs ist eine Erniedrigung des Kammes auf dem Halse, die nach dem Grade der Entwicklung und der Form der Schlinge verschieden sein kann. Die Beträge,

welche die Erniedrigungen des Kammes an der Mosel erreicht haben, seien an den schon mehrfach geschilderten Hauptspornen erklärt.

Sporn	Differenz zwischen Sporn- und Halshöhe
Trittenheim . . .	4,7 m
Traben	28,5 „
Minheim	30,0 „
Zell	141,4 „

Was die Bildung der Flußauen anbetrifft, so werden sie durch die Aufschüttungen des ebenen Talbodens gebildet. Sie treten regelmäßig als letzte Ausläufer der Gleithänge, also im Innern der Moselkurven auf und erreichen, verglichen mit der Flußbreite, verhältnismäßig große Ausdehnung, Die natürliche Folge der allmählichen, wenn auch nur geringen Tieferlegung der Mosel, vereint mit der seitlich wirkenden Erosion seit dem Beginn der jetzigen, alluvialen Talbodenbildung und der Ablagerungserscheinungen auf der Innenseite der Kurven, sind die zahlreichen Verlandungserscheinungen. Seit der Regulierung der Mosel werden diese Verlandungsprozesse künstlich gefördert. Die Landflächen, die sich durch diesen Vorgang an den übrigen Talboden anschließen, standen früher durch einen schmalen Wasserarm mit der Mosel in Verbindung und sind an ihren Endpunkten teils auf natürlichem, teils auf künstlichem Wege zur Verlandung gegebracht. Oft können wir den Verlandungsprozeß an einem kleinen, in der Richtung des alten Verbindungsarmes gelegenen Wässerchens und seiner Vegetation erkennen. Zur Zeit des Moselhochwassers werden diese Teile des alluvialen Talbodens von Wasser bedeckt. Deutlich erkennbar sind die Verlandungen bei Pölich, Detzem, Leiwen, Neumagen, Cues, unterhalb Traben, bei Kaimt und Bullay (Taf. IV, Fig. 3). Bei Cues und Traben wird die neugewonnene Landfläche das „Wert“ [1]) genannt.

1) J. W. Nagl, Geogr. Namenkunde. Wert-Werder-Insel.

Während die Talauen an den Innenseiten der Kurven deren regelmäßige Ausbildung fördern, kann dies in keiner Weise von den Aufschüttungen der Nebenflüsse gesagt werden. Die Salm und die vom Hunsrück herabkommenden Nebenflüsse schütten nur an ihren Mündungen feine Teile, im wesentlichen aber grobe Schottermassen auf und beeinflussen durch die Abdrängung der Moselwasser die regelmäßige Kurvenform. Auf diese Weise hat die Salm durch ihr breites Delta, auf dem Clüsserath erbaut worden ist, der Entwicklung des Moselbodens nach Norden ein Ziel gesetzt und seine fast rechteckige Form veranlaßt. So hat die Tron durch ihre Schottermassen die Mosel nach Westen abgedrängt und eine stärkere Annagung der Moselberge veranlasst. Eine seitliche Abdrängung der Mosel, wenn auch nur auf geringe Strecken, ist durch Rutschungen von Tonschiefermassen am Gehänge bewirkt worden, wie auf dem rechten Moselufer bei Minheim und Trarbach.

Fassen wir alle diese Betrachtungen zusammen und versuchen wir das Entwicklungsalter der Mosel in bezug auf den aufgestellten Entwicklungsgang der Mäander festzustellen. Die Grundtatsache auf der sich das im vorhergehenden gegebene Entwicklungsgebäude aufbaut, ist die, daß Mäander in Flußebenen einen Flußlauf mit sehr schwachem Gefälle charakterisieren. Nehmen wir diese Tatsache als gegeben, so werden wir in jedem Falle, wo wir einen mäandrierenden Fluß finden, dessen Mäander nachweislich nicht durch die Lagerungsverhältnisse des Gesteins bedingt wurden, behaupten dürfen, daß es in dem Entwicklungsgange dieses Flusses eine Zeit gegeben haben muß, in der er auf einer sanftwelligen, nur schwach geneigten Fastebene oder wo er in einer Flußebene floß. Wenn wir dies auf den Mosellauf anwenden, so werden wir behaupten dürfen, daß die jetzigen so außerordentlich scharf ausgeprägten Mäander des Moseltales zurückzuführen sind auf Mäander eines älteren Mosellaufes, die ihrer Lage entsprechend weniger entwickelte Formen

besessen haben werden. Versuchen wir das Landschaftsbild zu rekonstruieren, wie es zur Zeit der noch nicht eingesenkten Mosel ausgesehen hat, so werden wir von der neuerlichen Erosionswirkung absehend, die Täler ausgefüllt denken und die höchsten Erhebungszüge und Kuppen verbinden müssen und schließlich zu der bereits früher entwickelten Vorstellung eines Moseltrogbodens kommen. Wir haben das Vorhandensein eines Moselvorläufers bereits auf dem untermiozänen Moseltrogboden anzunehmen, also zu einer Zeit, in der die gesamte Landschaft wenig über Meereshöhe lag. — Wann fand die Festlegung der Moselmäander statt? — Zur Beantwortung dieser Frage werden wir vorgreifend die Tatsache des Vorhandenseins der Moselhauptterrasse als bekannt voraussetzen. Dann ist es der Verlauf der erhaltenen Reste dieser Terrasse, der die Lösung der Frage andeutet. Die Mäander müssen als bereits vorhanden angenommen werden, wenn die Reste der alten Terrassen auf den Innenraum der Kurven beschränkt bleiben. Treten jedoch Reste zu beiden Seiten des jetzigen Talweges auf, so deutet dies auf eine verhältnismäßig breite Aue zur Zeit der betreffenden Terrasse und damit auf eine gewisse Beweglichkeit des Kurvensystems. Nun finden wir in der Tat die Reste der Moselhauptterrasse zu beiden Seiten des jetzigen Talweges; große Terrassenflächen innerhalb, kleinere außerhalb der Kurven über den jetzigen Unterschneidungshängen. Wir können also annehmen, daß sich die Mosel zur Zeit der Hauptterrasse, also zur Zeit des Hügelstadiums der aufsteigenden Landscholle, innerhalb einer breiten Flußaue durch die Landschaft bewegte. In dieser Aue fand die Bildung von Mäanderkurven statt, die mit erneutem Aufsteigen der Scholle in ihren Formen festgelegt wurden, und bis heute dem Entwicklungsgange gefolgt sind, den wir kennen gelernt haben.

Wie weit ist diese Entwickelung an der Mosel fortgeschritten? — Das Kriterium für das Ende der Mäanderentwicklung war die Herausbildung einer Mäanderzone,

und von dieser kennen wir an der Mosel bis jetzt nur Anhaltspunkte bei Mülheim. Doch können wir durch einen Blick auf eine topographische Übersichtskarte, wenn wir die besonders stark entwickelten Moselmäander in Betracht ziehen, ein ungefähres Bild von der Ausdehnung der Mäanderzone und damit der Talebene gewinnen, die das Ziel der jetzigen Erosion darstellt.

d) Talformen der Nebenflüsse.

In einem Gebiet mit so rasch wechselndem Boden, wie es die Trierer Hochfläche darstellt, wird der Talcharakter der Nebenflüsse der Mosel vielfachem, oft schnellem Wechsel unterworfen sein. Die Ursache aller dieser Formen liegt in der Angreifbarkeit, in der Widerständigkeit des Gesteins. Je widerständiger das Gestein, desto enger das Tal und um so schroffer seine Gehänge. Bei nicht oder wenig widerständigem Gestein treten die Talflanken weit zurück, oft eine Talaue zwischen sich einschließend, eine Landschaft mit sanften Oberflächenlinien bildend. Die Tonschiefer und Grauwacken des Devon, die Trochiten- und Nodosenkalke im oberen Muschelkalk und der Luxemburger Sandstein des unteren Lias sind innerhalb unseres Gebietes die widerständigeren Gesteine und damit die Bildner von Steilgehängen und Stufen in den Talprofilen. So haben wir in den Tälern der Sauer, Our und Prüm sehr häufig folgenden Querschnitt: Oben der harte Lias, darunter die weichen Steinmergel, dann eine Zone widerstandsfähigen Schilfsandsteins und bis zum Talboden herabreichend die weichen Mergel und Letten des Gipskeupers. Zwischen den Liasplateaus sind die Bestandteile der Talgehänge wundervoll herausmodelliert. Wie ein schmales Gesimse zieht sich der Schilfsandstein von Holsthum bis Irrel am Gehänge hin, während die mächtigen Bänke des Luxemburger Sandsteins die oberen, felsigen Ränder des Tales bilden und in bastionenartigen Felspartien hoch emporragend, den landschaftlichen Reiz

der Gegend von Echternach, der Echternacher Schweiz, erhöhen. Überall dort, wo die Flüsse in die weniger widerstandsfähigen Keupermergel eingesenkt sind, haben sie das Bestreben, ihr Tal zu erweitern. So hat sich die Nims auf ihrem Laufe von Niedermesserich bis Niederweis in den bunten Mergeln eine etwa 8 km lange und an einigen Stellen über 1 km breite Talaue geschaffen, in welcher der verhältnismäßig kleine Bach hin und her pendelt. Scharf abgeschnitten hört diese Aue im Norden und Süden auf, im Norden die Nims aus engem Tale des oberen Muschelkalks empfangend und sie im Süden in gleicher Weise in den Muschelkalk abgebend. Ein ähnliches Bild finden wir an der Enz zwischen Sinspelt und Mettendorf in der weiten Talaue im Röthsandstein. In verhältnismäßig engem, stark gewundenem Tale mit nur schmal ausgebildeter Talaue fließt die Enz bis Sinspelt im Tonschiefer. Bei dem genannten Orte erreicht sie den Röthsandstein, in dem sie sich eine, an einzelnen Stellen 500 m breite Aue geschaffen hat, in der sie wahllos hin und her pendelt.

Die Talformen in dem gesamten Triasplateaugebiet nordwestlich und nördlich von Trier sind durch die tektonischen Verhältnisse bedingt. Die zahllosen Verwerfungen haben einen fortwährenden Gesteinswechsel und eine damit Hand in Hand gehende Veränderung der Talflanken, der Gehänge, zur Folge. In weniger widerständigem Gestein mit großer Regelmäßigkeit der Erscheinung breite Talauen und sanft geneigte Gehänge, in widerständigerem Gestein stark eingeengte Auen und steilere Gehänge. Analoge Erscheinungen können wir in der Wittlicher Senke und ihren Grenzgebieten beobachten. Die Salm fließt innerhalb der devonischen Tonschiefer in recht schmaler Flußaue und erweitert mit ihrem Eintritt in die Senke ihr Tal auf etwa 500 m. Die Gehänge treten entsprechend der geringen Widerständigkeit der Sandsteine und Schiefertone des Ober-Rotliegenden weit zurück. Erst unterhalb Rivenich verengt sich der Tal-

boden im Bereich der widerständigen Hunsrückschiefer bis auf 200 m und weniger. Noch weit deutlicher können wir die gleiche Erscheinung im unteren Liesertale verfolgen, wo die Aue der Lieser zwischen Wittlich und Platten die stattliche Breite von 1,5 km erreicht, um dann in ähnlich engem Tale, wie die Salm, die Moselberge zu durchbrechen. Auch die Alf zeigt in ihren Talformen gleiche Abhängigkeit von dem Gestein. (Eine eingehende Darstellung der Talbildung innerhab der Wittlicher Senke soll, um Wiederholungen zu vermeiden, im Zusammenhang mit der Entstehung der Senke gegeben werden.)

Folgen wir dem Unterlaufe der Kyll von Daufenbach bis Ehrang und beobachten wir die Lage des Flusses zu den Talseiten, so werden wir erkennen, wie Fluß- und Talkurven an vielen Stellen ihren Zusammenhang verloren haben. Oberhalb der Ruine Ramstein lassen sich an dem Gehänge der konkaven Seite der Talkurve deutlich die Wirkungen des Baches erkennen, der einzelne Kurvennischen im Gehänge herausgearbeitet hat. Weiter unterhalb irrt die Kyll wahllos in dem Talboden umher, um sich dann auf kurze Entfernung der Talkurve anzuschmiegen. Die Erklärung dafür ist darin zu suchen, daß sich die Kyll ihren Talweg eingeschnitten hatte und zur Zeit eines der Ruhestadien in der Hebung der Gesamtmasse, von denen noch zu sprechen sein wird, ihr Gefälle soweit ausgeglichen hatte, um eine schmale Talaue zu bilden. In solcher Aue pendelt der Bach jetzt hin und her, bald hier, bald dort die Talwand berührend und Nischen im Gehänge herausarbeitend.

Ein hübsches Beispiel für die aushöhlende Wirkung von der geschilderten Art können wir bei Echtershausen (Blatt Waxweiler) an der Prüm beobachten (vgl. Fig. 1). Das Tal beschreibt dort mehrere fast in sich zurückkehrende Bogen. Dicht unterhalb Echtershausen ist es in den widerständigen Tonschiefern zur Abschnürung eines Talspornes und zur Bildung eines Umlaufberges gekommen. Unterhalb der Durchbruchsstelle berührt die Prüm die

talspornartigen Vorsprünge regelmäßig an den flußaufwärts gelegenen Seiten und hat sie sich bereits eine schmale Talaue geschaffen. An der schmalen, stark zugeschärften Landform unterhalb Echtershausen ist zu erkennen, wie die Prüm in ihrer jetzigen Lage auf eine vollständige Beseitigung des spornartigen Landstückes hinarbeitet. Auch lassen sich überall am Gehänge Nischen erkennen, an denen der Bach früher seine aushöhlende Kraft betätigte.

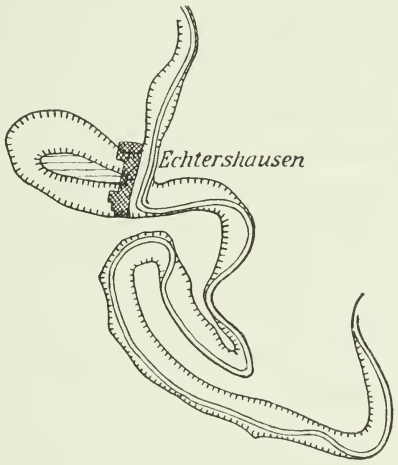


Fig. 1.
Prümschlingen bei Echtershausen. Talform der Nebentäler. 1:30000.

Das Ergebnis der Beobachtung ist, daß die Flußkurven in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit den Talkurven stehen, und daß wir es hier nicht etwa mit eingesenkten Mäandern zu tun haben. Denn bei der geringen Breite der Prüm würden nach dem Entwicklungsgesetz der Mäander nur Kurven von bestimmter Größe entstehen können. Es würde die Mäanderzone der Prüm bei weitem nicht die Breite des jetzigen Talkurvensystems erreichen. Welche Größe die Kurven der Prüm erreichen würden, ist jederzeit an den jetzigen Mäandern innerhalb der größeren Talauen zu bestimmen. Ähnliche Erscheinungen

können wir an allen andern linken Zuflüssen der Mosel innerhalb unseres Gebietes beobachten. Ein System von normal eingesenkten Flußmäandern mit den Formen, wie wir sie für die Mosel eingehend geschildert haben, finden sich an diesen Nebenflüssen nicht.

Um noch ein Wort über die Talformen der Hunsrücktäler zu sagen, sei hervorgehoben, daß sie alle, infolge der kurzen Bachläufe und ihres starken Gefälles, vereint mit der Widerständigkeit des Untergrundes, nur enge, verhältnismäßig steilwandige Täler mit engen Talsohlen gebildet haben. Die Hunsrücktäler haben fast alle das gleiche Aussehen. A. Leppla[1]) schildert sie treffend als „schmale bis zur Erosionsstrecke verengte Talsohlen, steile, mit 20–40° und mehr geneigte Gehänge, viele vorspringende Klippen und Felsen und starkes Gefälle" besitzend. Mit Wald bedeckt, gewähren sie hübsche und abwechslungsvolle Landschaftsbilder, besonders der Hinterbach und das Trontal, das Kautenbach- und das Tiefenbachtal. Die Talböden sind sämtlich so eng, daß für größere Siedelungen kein Raum bleibt. Nur die enge Erosionsstrecke an der Tiefenbachmündung wird von dem alten Stadtteil von Bernkastel eingenommen, der sich damit bei jäheinbrechenden Niederschlägen sehr großen Gefahren aussetzt.

Eine Flußanzapfung kleineren Maßstabes können wir nördlich von Trier feststellen. Der Gillenbach floß noch zur Zeit der mittleren Terrasse am Fuße des Heidenkopfes und des Wackenberges entlang, um bei Biewer in den gleichnamigen Bach zu münden. Dann verlegte er sein Bett, bog bis etwa dort, wo das Grünhaus liegt, nach Süden aus, um in seinem alten Bett weiterzufließen und bei Biewer zu münden. Unterdessen hatte ein kleines Zuwasser des Sirzenicher Baches, der bei Pallien in die Mosel mündet, die kaum 120 m betragende Trennungswand zwischen den beiden Bächen durchbrochen und den Gillenbach angezapft. Bis heute ist der an der Durch-

1) Erl. zur geolog. Spezialkarte.

bruchsstelle gebildete Wasserfall zu Hochwasserzeiten in Tätigkeit, als Zeichen einer neubelebten und noch nicht ausgeglichenen Fließwassertätigkeit.

e) Haupt- und Nebenflufs (Zusammenfassung).

Wenn wir zum Schluß dieser Betrachtungen einen Vergleich anstellen wollen zwischen den Talformen von Haupt- und Nebenfluß, so werden sich durchgreifende Verschiedenheiten zwischen beiden erkennen lassen. Wo finden wir innerhalb unseres Gebietes ähnliche Formen, wie im Moseltale? — Wir können sie in derselben Ausbildung an der Sauer und der Saar beobachten. Auch dort ist es bereits zur Bildung von Umlaufbergen, analog dem Bitschberg bei Mülheim, gekommen, so bei Echternach und bei Ralingen im Unterlauf der Sauer und in noch größerem Maße an der unteren Saar. Doch an den Nebenflüssen, sowohl an denen, die zum Eifelgebiet, als an denen, die zum Hunsrücksystem gehören, fehlen die typischen Mäanderbildungen. Dort beobachteten wir überall die bereits geschilderte Form der Täler, wo ein kleiner Bach seine Kurven wahllos in einer mehr oder weniger breiten Aue unabhängig von dem Verlauf des Tales zieht. Worauf ist das Fehlen der Mäander an den kleinen Nebenflüssen zurückzuführen? — Nehmen wir an, daß die Nebenflüsse zu Beginn der Schollenhebung auf der Rumpffläche mäandrierten, so werden sich diese Mäander einsenken müssen und es muß nach dem Entwicklungsgange der Kurven zu Abschnürungen, zu Umlaufbergen kommen, betrachten wir aber die Differenz der Höhenlage zwischen der Kurvenanlage und dem heutigen Talwege, so wird sich aus der Schmalheit der Fließwasseradern ergeben, daß die Abschnürungen bereits weit über dem jetzigen Talboden erfolgt sein müssen. Es konnte bedingt durch die Schmalheit der Mäanderzone und die verhältnismäßig kurze Zeit, in der Abschnürungen zustande kamen, zur Entwicklung von Flußauen kommen. In diesen Flußauen pendelte der

Bach hin und her. Mit zunehmender Tieferlegung dieses Talweges und wachsender Höhe der Talwandungen, vergrößerte sich der Widerstand der letzteren gegen den Bach, der immer mächtigere Gesteinsmassen abzunagen hatte, wenn er Kurven herausschneiden wollte. Außerdem bot sich ihm Bewegungsfreiheit genug innerhalb der Aue. Somit beschränkte er seine Tieferlegung auf die Aue, und die Erweiterung seines Talweges auf wahllose Herausarbeitung von Hohlkehlen an seinen Berührungstellen mit den Talwandungen. Aus dem verschiedenen Widerstand, den die Talwandungen an den Berührungsstellen dem Bach entgegensetzten, erklärt sich die verschiedene Breite der heutigen Talaue. Die Breite der Talauen in höheren Lagen war bedingt durch die Ruhepausen in der Hebung der Scholle, in denen die Lateralerosion größere Ausdehnung annehmen konnte. Wenn wir in der Tat den Umlaufbergen ähnliche Landformen an den kleineren Nebenflüssen finden, so werden wir sie nicht als solche Umlaufberge aufzufassen haben, die denen an der Mosel, Saar und Sauer entsprechen, denn diese stehen in engstem Formzusammenhange mit den Flüssen. Die Umlaufberge an den Nebenflüssen sind entstanden durch die Anschneidung des gesamten Talweges, wie wir es bei Echtershausen an der Prüm und besonders klar bei Bruch an der Salm beobachten können (vgl. Skizze, S. 131 Fig. 1).

Das Ergebnis aus diesen Betrachtungen ist, daß die Erhaltung der Mäander abhängig ist von ihrer Größe, d. h. von der Wasserführung der kurvenbildenden Fließwasser.

V. Perioden der Talbildung (Terrassen).

a) Entstehung, Erhaltung, Gliederung.

Von der Zeit des tertiären Trogbodens bis zur Ausbildung des heutigen Talweges hat sich die Mosel um 210—215 m tief in das Gebirge eingeschnitten. Die Spuren des allmählichen Einsinkens sind uns in den an vielen

Stellen erhaltenen Terrassen gegeben, deren Verlauf noch eingehend zu schildern sein wird. Die Grundbedingung für eine Tieferlegung des Talweges ist die Tieferlegung der zugehörigen Erosionsbasis, also für die Mosel die des Rheintalweges. Letztere hat nachweislich gleichen Schritt gehalten mit der Hebung der Scholle des rheinischen Schiefergebirges, die im südlichen Teile stärker gehoben sein muß, als im nördlichen[1]). Durch den Vorgang der Gebirgshebung wurde derjenige der Flußerosion beeinflußt und zwar derart, daß die kleinsten Ruhepausen während des allmählichen Aufsteigens der Scholle die Talbildung beeinflußten. Zeiten mit vorwiegender Tiefenerosion wechselten ab mit solchen der Aufschüttung von Lehm- und Schottermaterial, in denen der Fluß weniger in die Tiefe als nach den Seiten, teils abnagend, teils ablagernd wirkte. Fand nach der tektonischen Ruhepause ein erneutes, allmähliches Aufsteigen des Gebirges statt, so mußte der alte Talboden in Gestalt von Terrassen oder Terrassenresten als Zeugen zurückbleiben. Hatte der Fluß längere Zeit zur Seitenerosion zur Verfügung, so konnte er seinen Talboden allmählich erweitern. Soviel Ruhepausen, soviel Reste von alten Talböden. So sehen wir innerhalb der Trogfläche eine Terrasse, die Hauptterrasse, in welche das jetzige Moseltal eingeschnitten ist, das wieder an seinen Flanken mehrere Systeme von Gehängeterrassen erkennen läßt, die treppenförmig zur Talsohle hinuntersteigen. Auch ist nach diesen Erörterungen augenscheinlich, daß sich solche Talböden, die zeitlich länger bestanden haben als andere, in ihren Resten besser erhalten werden, und daß sich bei der Untersuchung der Schotterterrassen nach ihrer Höhenlage mancher vereinzelte Rest finden wird, der keiner der alten Hauptentwicklungsphasen des Flußes, sondern lokalen Einflüssen seine Entstehung verdankt. Die Untersuchungen an der Mosel haben Werte ergeben, die den am Rhein gefundenen voll-

1) E. Kaiser, Verhandl. d. Ges. D. Naturf. u. Ärzte zu Köln 1908, Leipzig 1909, S. 171.

ständig entsprechen [1]). Auch hier ist die Entstehung des Durchbruchstales und der hohen Talböden durch eine vertikale, positive Schollenverschiebung erklärt worden. Gehen wir am Rhein aufwärts, so sehen wir, wie sich die Terrassenzüge zu spalten beginnen, und sich die Zahl der Terrassen stets vermehrt. In der Gegend von Koblenz ist die höchste Terrasse bereits in zwei geteilt. Für die Mosel gilt der gleiche Vorgang. Wir sehen, wie die Schilderung der Terrassen zeigen wird, und uns ein Blick auf die Gefällskurven erläutert, neben solchen Terrassen, die sich durch das gesamte Gebiet verfolgen lassen, andere, die bald in dieser, bald in jener Höhe zwischen den durchlaufenden Terrassen angeordnet sind.

Das Gefälle und damit die Talbildung der Nebenflüsse ist durch ihre Erosionsbasis bestimmt. Da die tiefsten Teile der Luxemburger Mulde bereits in der Tertiärzeit links der Mosel in der Trierer Gegend lagen, so nahmen die Flußwasser von den umgebenden Höhen in die Niederung bei Trier ihren Lauf, und es ist in der Tat möglich, die Terrassenbildungen, wie wir sie im Moseltale kennen gelernt haben, auch an den Tälern der Nebenflüsse zu verfolgen.

Aus dem Verlauf der alten Terrassenreste ist ersichtlich, daß sie sich selbst in ihren höchsten Lagen ziemlich eng an den heutigen Talweg anschließen. Infolge ihres längeren Laufes konnten die linken Nebenflüsse der Mosel bereits früher an der Ausgleichung ihres Gefälles arbeiten, als die kurzen, in scharfen Tälern vom Hunsrück herabkommenden Nebenflüsse, abgesehen von den beiden größten, der Ruwer und dem Tronbach, an denen die Schotterterrassen aller drei durchlaufenden Terrassen erhalten geblieben sind. Es erübrigt an dieser Stelle, die zahlreichen Einzelerscheinungen wiederzugeben. Eine tabellarische Übersicht über die Lage der Terrassenreste an den Mündungen der hauptsächlichsten Nebenflüsse der Mosel wird genügen, um

1) R. Lepsius, Geologie von Deutschland, a. a. O. S. 216 ff.

den Zusammenhang der alten Talböden von Haupt- und Nebenfluß klar zu legen.

Mündung	Mosel	Obere Terrasse		Mittl. Terrasse		Unt. Terrasse	
		abs.	rel.	abs.	rel.	abs	rel.
Sauer .	129 m	250 m	121,2 m	180 m	51,2 m	—	—
Prüm .	153 „	257 „	104 „	205 „	52 „	—	—
Saar . .	127 „	240 „	113 „	152 „	25 „	137 m	10 m
Ruwer .	122 „	265 „	143 „	170 „	38 „	135 „	13 „
Kill . .	121 „	262,5 „	141,5 „	—	—	135 „	14 „
Salm . .	114 „	263 „	149 „	160 „	46 „	—	—
Tron . .	110 „	260 „	150 „	163 „	53 „	123 „	13 „
Lieser .	105 „	—	—	159 „	54 „	122,5 „	15,5 „

Nach welchen Gesichtspunkten kann eine Gliederung der Moselterrassen in mehrere Terrassenzüge vorgenommen werden? — Das natürliche Einteilungsprinzip wäre die Hervorhebung der durchlaufenden Terrassen, denen die Lokalterrassen angegliedert werden müßten. Die Höhenlage würde allein schon genügen, um die durchlaufenden Terrassen, wegen ihrer relativ guten Erhaltung als obere, mittlere oder untere Terrasse zu erkennen. Der Einzelbeobachtung käme es jedoch sehr von statten, wenn sich auch in dem Charakter der Schotterablagerungen, sei es mechanisch (durch Verwitterung), sei es petrographisch ein für die betreffende Terrasse eigentümlicher Charakter ergeben würde. Eine solche Gliederung hätte zum Zweck, zu untersuchen, welcher durchlaufenden Terrasse die betreffenden Lokalterrassen nach ihrer Höhenlage und ihrem petrographischen Charakter am nächsten ständen.

Doch die Größe und der Erhaltungszustand der Schotter werden allmähliche Übergänge von den höchsten zu den niederen Terrassen ergeben. Von oben nach unten läßt sich eine allmähliche Abnahme der Geröllgröße feststellen. Die Schotter der oberen Terrasse werden als die älteren stärker verwittert sein, als die mittleren und diese wieder stärker als die des Talbodens der unteren Terrasse.

Die Farbe der Schotter wechselt von meist braun

bis gelb der höheren Aufschüttungen zu mehr grau der jüngeren, wie überhaupt die Färbung durch Eisenoxydhydrat (gelb und braun) oder Mangan (schwarz) durchweg ein Kennzeichen alter Kiese ist[1]). Nach der Höhenlage, wohl auch nach der Lage der Nebenflüsse eintretende kleine Unterschiede lassen sich im Schottermaterial feststellen. In den höchsten Ablagerungen der oberen Terrassen finden sich mitunter Konglomeratbildungen; so sind nordöstlich von Zeltingen und südwestlich von Wehlen die Schotter durch Brauneisenerz zu Konglomerat verkittet. Westlich von Wehlen sind die höchsten Terrassenreste durch weiße, quarzitische Konglomerate ausgezeichnet, die durch kieselige Verkittung von Milchquarzkiesen entstanden sind, die jedenfalls aus dem Mittel-Tertiär stammen. Äußerst selten finden sich solche Konglomerate in den tieferen Terrassen, doch sind sie dann zweifellos aus ihrer Höhenlage herabgeschwemmt worden. Wir dürfen sie deshalb als Leitgerölle für die höchsten Terrassen ansehen. Eine Schotterzählung nach petrographischen Gesichtspunkten hat als Charakteristikum für die Schotter der oberen Terrassen das Vorherrschen von Milchquarzen und Quarziten ergeben. In den höchsten Schotterlagen ist der Buntsandstein noch nicht allgemein verbreitet, wie das Fehlen jeglichen Buntsandsteinmaterials südöstlich von Wintrich beweist, während das starke Hervortreten desselben Materials nördlich von Clüsserath auf den Einfluß der Salm zurückzuführen sein dürfte. In den tieferen Talbodenresten der oberen Terrasse finden sich bereits viele Gerölle aus Buntsandstein. Ein Beweis für die Buntsandsteinführung der oberen Terrasse sind die fast überall auftretenden braunen und gelben Sandlagen, die zuweilen, wie nördlich von Köwerich, zu einem dunkelbraungrauen Sandstein verkittet sind. Endlich ist das vereinzelte Auftreten von Lydit zu erwähnen. In den

1) M. v. Tein, Zentralbureau für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden, Berlin 1905, VII. Heft, Das Moselgebiet.

Schottern des „mittleren Terrassenzuges“ sind Gerölle aus allen widerstandsfähigeren Schichten der Trierer Bucht vorhanden, selbst die hellgelben Sandsteine, wie sie im Luxemburger Lias vorkommen, fehlen nicht. In den Terrassen von Leiwen und Köwerich nördlich vom Alsberg sind Quarz- und Quarzitblöcke bis zu 0,8 m Durchmesser beobachtet worden, doch wird man sie, wegen ihrer mangelhaften Abrollung als Lokalbildungen aufzufassen haben. Von der Mündung der Kill ab finden sich vereinzelte Gerölle aus mitteldevonischem Kalkstein. — Unzweifelhaft den am meisten charakteristischen Geröllhorizont besitzt die „untere Terrasse“. Sie führt nämlich neben den immer noch vorherrschenden Devongeröllen noch ziemlich häufig solche von hellem, glimmerarmen Biotitgranit, zweiglimmrigem Granit, von sehr zersetzten, porphyrischen Eruptivgesteinen[1]) und vereinzelt solche von Gneiß- und Glimmerschiefer[2]). Innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges treten solche Gesteine nicht auf und sind wir deshalb zu der Annahme gezwungen, daß sie aus dem Quellgebiet der Mosel am Westabhang der Vogesen, also aus der Gegend von Epinal stammen.

In welchem Erhaltungszustande werden wir die Reste der alten Talböden im Moseltale zu erwarten haben? Die Beobachtung, daß die Oberfläche einer Terrasse annähernd eben ist und nur nach der Mündung zu allmählich einfällt, werden wir nur in den jüngsten Talböden machen können, die seit ihrer Ablagerung relativ wenig umgeformt worden sind. Die höher gelegenen Terrassen sind während der Zeit des Einschneidens in die aufsteigende Rumpfmasse der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt gewesen. Die natürliche Folge wird sein, daß sowohl die Ränder der Terrassen, als auch die Terrassenlehnen, ihre ursprünglich scharfen Formen verlieren. An den Lehnen wird durch Gehängerutschung, Lehmbildung,

1) Erl. zur geol. Spez. Karte, Blatt Neumagen.

2) B. Stürtz, Das Rheindiluvium talwärts von Bingerbrück, Verh. d. Naturhist. Ver., Bonn 1907.

Abspülung und Gekriecherscheinungen eine Abrundung des Gehängeknickes, wohl auch eine gewisse Höherlegung der Terrassenfläche verursacht werden. Am Terrassenrand werden die gleichen Vorgänge zu einer Erniedrigung der Terrasse führen, so daß die älteren Terrassen aus ursprünglich nahezu horizontalen zu mehr oder weniger geneigten Flächen umgebildet werden.

Wir werden zunächst eine Sonderung der Terrassen in Bezug auf ihre Schotterführung vorzunehmen haben, in solche, die eine mehr oder weniger ausgeprägte Fläche darstellen, die noch mit Schottern bedeckt ist, und in solche, bei denen die Schotter durch Gekriech- und Abspülungsvorgänge bereits fortgeführt worden sind. Diese Art der Terrassen wollen wir „morphologische" Terrassen nennen, im Gegensatz zu den „Schotterablagerungen". Letztere werden nicht eine nahezu horizontale, schwach geneigte Fläche darstellen, sondern, wie wir es an jedem Mosel-Talsporn beobachten können, auf dem stärker geneigten Gleithang abgelagert sein. Es wird Fälle geben, in denen wir in gleicher Höhenlage mit deutlich ausgebildeten Terrassen, die talauf oder talab von den Gleithängen gelegen sind, Schotterlagen auf dem Gleithang selbst feststellen können, die sich nur durch ihre Schotterführung als alte Talbodenreste zu erkennen geben. Doch werden sie uns ebenso wie die flächenhaften Terrassen den Rest eines alten Talbodens erkennen lassen, der, dem Mäandergesetz folgend, schon damals starke Kurven bildete. Auf den Gleithängen der Talsporne wird, selbst, wenn eine deutlich ausgeprägte Terrassenstaffel vorhanden war, in der Zeit der Tieferlegung des Talweges, durch die bereits erwähnten Gehängerutschungs- und Gekriecherscheinungen eine vollständige Schräglegung der Terrasse stattfinden. Die Möglichkeit, an den Unterschneidungshängen Terrassenreste aufzufinden, wird nur für die Talböden der oberen Terrassen gegeben sein, weil der Fluß damals noch größere Bewegungsfreiheit hatte. In den tiefer liegenden Terrassen konnten in einigen Fällen kleine, gesimseartig

schmale, schotterlose Flächenstreifen am Unterschneidungshang nachgewiesen werden, wie bei der Ruine Gräfinburg bei Trarbach. Weit häufiger finden sich diese schotterlosen oder doch nur schwach mit Schottern bestreuten Terrassenstreifen am Gehänge in der Nähe der Wendepunkte der Kurven, an denen die Bewegung und damit die zerstörende Kraft der Wassermassen eine verhältnismäßig geringe ist. Eine solche schmale, schotterlose Terrasse ist in dem Profil durch den Minheimer Sporn bei Wintrich zu erkennen. (vgl. Profil). Auch in horizontaler Erstreckung sind die Terrassen nur an bestimmten, gesetzmäßig auftretenden Stellen in größerer Ausdehnung zu verfolgen, auch hier abgesehen von den höchsten Aufschüttungen. Nach dem Gesetz von der Abwanderung der Mäander werden wir auf den talauf gelegenen Gehängen der Talsporne keine Terrassenreste zu erwarten haben, weil nicht nur die Terrassen, sondern auch die Sporne bis dicht an ihre Kammlinie heran angenagt worden sind. Erst unterhalb des Kurvenwendepunktes werden die Terrassen beginnen und sich in kurvenförmig gebogenem Verlaufe um den Talsporn herumlegen und sich nahezu bis zum nächsten Wendepunkt erstrecken, so daß wir Terrassenreste im gesamten Talverlauf von Wendepunkt zu Wendepunkt, abwechselnd am rechten und am linken Gehänge erwarten dürfen, was die Einzelbeobachtungen bestätigen werden. Unterbrochen werden die Terrassenreste durch die Täler der Nebenflüsse, die sich zur Mosel öffnen und in noch größerem Maße durch die zahllosen kleinen und kleinsten Erosionsfurchen, die wir überall am Gehänge beobachten können. Je breiter der frühere Talboden war, desto mehr Reste werden erhalten bleiben; je breiter die heutige Aue, wie beispielsweise in der Trierer Talweitung, desto weniger wird von den früheren zu beobachten sein. Dadurch erklärt sich die Schwierigkeit der Rekonstruktion der einzelnen Talböden, die ihren Ausdruck in unserer Darstelluug der Gefällsverhältnisse gefunden hat. (Vgl. Taf. V, Fig. 5.)

Die Darstellung der Terrassen soll in Form einer Beschreibung der einzelnen Terrassen gegeben werden. Es sollen jedoch nicht alle Reste einer Gruppe zugleich beschrieben werden, weil nur die durchgehends verfolgbaren für die Erkenntnis der großen Stillstandsphasen in der Entwicklung des Talweges von Bedeutung sind. Wir wollen scheiden zwischen durchlaufenden Terrassen und Lokalterrassen.

b) Die obere Terrasse.

Die obere Terrassengruppe nimmt verglichen mit der mittleren und unteren insofern eine Sonderstellung ein, als die letzteren nur von einer einzigen durchlaufenden und eindeutigen Terrasse durchzogen werden, während über der durchlaufenden oberen (Haupt-) Terrasse Anzeichen eines noch älteren diluvialen Mosellaufes vorhanden sind, der durch 310—320 m hoch gelegene Schotterterrassen angedeutet ist, die in fast gleicher Höhe über der oberen Hauptterrasse in vereinzelten Resten erhalten sind. (Vgl. Profil Taf. V Fig. 4.) Höhenlage, Gefälle, Schotterführung und die Lage zum jetzigen Moseltalweg rechtfertigen die Annahme eines alten Moseltalbodens.

Innerhalb des Gebietes der Trierer Talweitung ist dieser Talboden nur in kleinen, etwa 200 m über dem Moseltale befindlichen Terrassen erhalten, wie der kleinen, mit nur wenigen Schottern bestreuten Terrasse südlich von Mariahof. In gleichem Niveau liegen die Terrassen nordöstlich von Tarforst und jenseits des Ruwertales südlich und östlich von Mertesdorf. Bis Clüsserath konnten Terrassenbildungen bis auf wenige Reste, westlich von Schleich, nicht nachgewiesen werden. Nördlich von Clüsserath liegen die höchsten schotterbedeckten Terrassenflächen in 300—320 m Meereshöhe in einer Längenerstreckung bis zu 2,5 km. Nur getrennt durch den tiefen Einschnitt des Trontales dehnen sich zwei weite Terrassenflächen vom Schutzhaus bei Neumagen bis zu dem bei

Minheim aus, die nach ihrem morphologischen Auftreten früher eine zusammenhängende breite Terrasse bildeten. Wie im Gelände vorgenommene barometrische Messungen erwiesen haben, liegt eine äußerst geringe Neigung der Terrassenfläche vor, so daß sie fast als Ebene in Erscheinung tritt. Von den innerhalb des Gebietes festgestellten Moselterrassen ist diese wohl als eine der am typischsten ausgebildeten anzusehen. Ähnlich große Flächen einnehmend tritt die obere Terrasse östlich von Wintrich bis Burgenfahls auf; auch hier steht das Schutzhaus auf fast ebener Fläche. Südlich von Kinheim und östlich von Zeltingen konnten die Schotter dieser oberen Terrasse mit Sicherheit auf der rechten Moselseite in einer Höhe von 297—320 (198—221 m) nachgewiesen werden. Sie bedecken eine breite Terrassenfläche, die oberhalb Zeltingen beginnend, über die Flußhalbinsel in der Richtung auf Kinheim in bogenförmigem Verlaufe verfolgt werden kann. Ein kleiner Rest einer Terrasse läßt sich nordöstlich von Enkirch in 316 m Meereshöhe verfolgen. Wir erkennen dessen Fortsetzung in den Terrassenflächen von Burg, Reil und Alf, die mit den vorher beschriebenen in der relativen Höhenlage vollständig übereinstimmen. Dadurch, daß wir die Schotterterrassen in fast gleicher Höhenlage verfolgen konnten, ergibt sich die Möglichkeit, gewissen Phasen des alten Mosellaufes zu folgen und mit Hilfe von theoretischen Verbindungslinien der alten Terrassenrelikte eine Rekonstruktion des alten Talbodens zu versuchen. Dieser älteste diluviale Mosellauf floß also in etwa 210—215 m über dem jetzigen Talweg. Das Gefälle des Talbodens war entsprechend dem Hügelstadium der aufsteigenden Rumpfscholle außerordentlich schwach und betrug etwa 0,138‰.

Wenn wir den geschilderten Terrassenzug mit ziemlicher Sicherheit rekonstruieren konnten, so gilt dies in noch höherem Grade von dem Talboden, der mit (260 bis 280 m) 150—160 m über dem Mosellaufe als nächst jüngere und zugleich als Hauptphase der oberen Terrassengruppe

angesehen werden muß. Es ist besonders die Trierer Talweitung, die uns Gelegenheit gibt, diesem Talbodenzuge zu folgen. Von der Mariensäule bei Trier, lassen sich die Terrassen am rechten Hang der Weitung außerordentlich klar übersehen. Abgesehen von der noch näher zu schildernden mittleren und unteren Terrasse haftet das Auge des Beobachters an einer deutlich erkennbaren Terrassenkante, die sich etwas über der kleinen Kapelle „Fränzens Küppchen" 140—150 m über der Mosel, flußabwärts und aufwärts am Gehänge hinzieht. Wenig über dieser sehen wir die uns bereits bekannte Terrasse und darüber eine weiter ausgedehnte Hochfläche, die im Hintergrunde von dem Quarzitrücken des Hochwaldes überragt wird. Unterbrochen wird die Terrasse durch die zahlreichen Bäche, die vom Hunsrück herabkommen, besonders durch die Ruwer. Die Übersicht über den Verlauf dieser Terrasse ist durch die auf ihr liegenden Einzelsiedelungen und Dörfer außerordentlich erleichtert. Bei Karthaus beginnt sie südlich der Fläche vom Roscheiderhof und zieht über den Galgenberg bei Feyen zur Fläche von Mariahof (265 m). Früher dehnte sich eine große Terrassenfläche zwischen Trier und Kernscheid, Irsch, Filsch und Tarforst aus, heute unterbrochen von dem Olewiger- und Thiergartenbach, und fand ihre Fortsetzung um den Grüneberg, südwestlich von Ruwer, und in den Terrassen bei Longuich. In gleicher Höhe liegen Terrassenreste auf dem linken Gehänge der Trierer Talweitung, so in schmaler Terrasse im Zewener Walde und am Balduinshäuschen und die kleine, hohe Terrasse nordwestlich von Pfalzel (250—260 m). Das morphologische Auftreten der Terrassenreste macht es nicht zur Notwendigkeit mit H. Grebe[1]) eine Zweiteilung der Mosel zur Zeit dieser Terrasse anzunehmen, sondern die Verbindung sämtlicher Relikte er-

1) H. Grebe, Über das Rotliegende, die Trias etc., a. a. O. — Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und weiteres über Talbildung am Rhein, der Saar und Mosel, Jhb. f. 1889.

gibt einen weiten, die Breite der jetzigen Talweitung übersteigenden Talboden. Die Terrasse nordöstlich von Longen und die breite Terrasse von Pölich und Schleich, die sich durch einen deutlich ausgeprägten Gehängeknick von den bis zu 360 m erreichenden Moselberghöhen abheben, gehören dem gleichen Talboden an. Kaum 2 km moselabwärts treffen wir nördlich von Thörnich in derselben Höhenlage die beschotterte Fläche des Rudemberges, die durch das Tal der Salm von einer kleinen, durch Erosionsrinnen vielfach zerlappten Fläche nördlich von Clüsserath getrennt ist. Bei Köwerich setzen die Terrassenreste aus, was durch die Entwicklung des Trittenheimer Moselspornes zu erklären ist, der bedingte, daß die Gehänge am linken Ufer verhältnismäßig steil abfallen. Einige wenige Schotter auf der Fläche, die den Hals des Trittenheimer Spornes bildet, deuten wenig südlich von der verfallenen Schäferei den alten Talboden an. Ein Blick von der Höhe dieser Fläche nach dem gegenüberliegenden Gehänge überzeugt uns, daß sich an den bereits geschilderten, bogenförmig verlaufenden, höheren Talbodenrest, eine entsprechende 260—270 m hoch gelegene Terrasse anschließt, die wir über das Tal der Tron hinweg nach Minheim bis Wintrich verfolgen können. Dort sind die Terrassen, was ihren Erhaltungszustand anbetrifft, recht klar im Gelände zu erkennen. Der allgemeinen Tendenz des Kurveneinschneidens entsprechend sind diese Terrassenflächen zum größeren Teile innerhalb der Talkurven erhalten geblieben. Die wenigen Schotter auf dem Kamm des Bitschberges bei Mülheim bedecken zwar keine entsprechende Terrassenfläche, doch fügen sie sich in ihrer Höhenlage dem Talboden ein, den wir bis südlich von Dusemond verfolgt haben. Wandern wir von Cues über die Flußhalbinsel zwischen dem alten Liesertale und der Mosel, so belehrt uns ein Rückblick auf die Terrassenflächen von Wintrich über die gleiche Höhenlage mit jenen und die Wanderung über die 4,5 km lange und 1,5 km breite, mit Schottern übersäte Terrasse über ihren Charakter als

alten Moseltalboden. Auch passen sich die Terrassenreste in ihrem bogenförmigen Verlaufe bereits stark den jetzigen Talkurven an. Nur an den Rändern zum tiefergelegenen Gehänge ist oft der Terrassencharakter verwischt, teils durch Lehmbildung, die eine Verflachung des Gehängeknickes der Terrassenlehne zur Folge hat, teils durch die zahllosen kleinen Erosionsrinnen, die sich in die Terrassen hineingenagt haben, wie wir es von Cues bis Zeltingen vielfach beobachten können. Südlich von Erden ist die Terrasse nur in schmaler Ausdehnung in Anlehnung an die höheren Flächen erhalten, wie wir sie nördlich von Kinheim ebenfalls nur als kleine Fläche wiederfinden. Kleinere Terrassenrelikte bilden Teile des Halses des Wolfer Spornes, andere liegen nur wenig südlich von der Ruine Wolfer Kloster. Ausgedehnte Schotterflächen kennzeichnen den alten Talboden am Mont Royal und konnten westlich von Burg, bis Reil festgestellt werden. Die Terrassenflächen der beiden entgegengesetzt gerichteten Moselhalbinseln von Pünderich und Kaimt und die Terrassen bei Alf beschließen diesen Terrassenzug innerhalb unseres Gebietes. Die Ausdehnungsmöglichkeit der Schotterterrassen mußte im Vergleich zu den tieferliegenden, der Beweglichkeit des Flusses entsprechend, eine größere sein und konnten aus diesem Grunde die einzelnen Terrassenflächen größere Breitenausdehnung erreichen. Der alte Talboden ergibt mit 0,194 $^0/_{00}$ ein außerordentlich schwaches Gefälle.

c) Die mittlere Terrasse.

Die Gliederung der Moselablagerungen zur Zeit der oberen Terrasse hatte die Rekonstruktion zweier übereinanderliegender Talböden ermöglicht. In der Höhenlage von 25—90 m über der heutigen Talsohle läßt sich nur ein Terrassenzug, die mittlere Terrasse, durchgehends verfolgen. Die ältesten Reste dieses Talbodenzuges innerhalb der Trierer Talweitung sind die breiten Flächen, die sich zwischen dem Kobenbach und Thier-

gartenbach oberhalb Feyen und Heiligkreuz hinziehen. Besonders klar tritt der Terrassencharakter zutage, wenn man von Mariahof auf der alten Römerstraße nach Feyen hinunterwandert. Reste des gleichen Talbodens finden wir auf dem linken Gehänge der Weitung, nordwestlich von Trier, in der Fläche, die sich von der Mariensäule zum Neuenweg ausdehnt. In gleicher Höhe liegt die kleine Terrasse von Schneidershof und, wie uns ein Blick von der Mariensäule lehrt, die schmale Terrasse auf dem Rotliegenden von Ruwer bis Kenn, nördlich der Ruwermündung. Erst nach dem Eintritt der Mosel in die Hunsrückschiefer läßt sich unterhalb Longuich bis Riol auf dem rechten Gehänge eine Terrassenstufe erkennen. Sie findet ihre Fortsetzung auf den Terrassenflächen von Longen und Riol und in größerer Ausdehnung zu beiden Seiten der Mosel bei Mehring und Pölich. Steigen wir von Detzem nach Leiwen über den Rücken des Alsberges, der den Kern der Moselhalbinsel bildet, so überschreiten wir in 170 bis 180 m Höhe eine etwa 150—200 m breite Terrasse, die sich bogenförmig um den Alsberg herumzieht. Während die Lehne dieser Terrasse deutlich ausgeprägt erscheint, ist der vordere Rand des Terrassenbogens bereits stark angegriffen worden und geht allmählich in die nächst tiefere Terrasse über. Ebenfalls bogenförmig zieht sich eine schmale Terrasse desselben Talbodens um den Ostabhang des Trittenheimer Spornes herum. Aus dem Entwicklungsgange des Moseltales ist ersichtlich, daß die Terrassen der mittleren und unteren Talböden auf der Rückseite d. h. der talabgelegenen Seite der Sporne am deutlichsten erhalten sein müssen. In etwa der gleichen Breite wie am Trittenheimer Sporn zieht die mittlere Terrasse, oberhalb Neumagen beginnend bis zur Mündung der Tron und läßt sich in entsprechender Weise, wie bei Köwerich in 55—64 m über der Mosel von Dhron über Nieder-Emmel bis Reinsport verfolgen. Die mittleren Terrassen von Leiwen und Köwerich sind durch große, bis 0,8 m erreichende, Quarz- und Quarzitblöcke aus-

gezeichnet[1]). Wie zu vermuten war, hat sich auf dem Ostabhange des Minheimer Spornes die entsprechende Terrasse in halbmondförmiger Form erhalten. Ein Profil (Taf. V Fig. 4) durch den Hals des Minheimer Spornes, zeigt uns, wie der Schotterterrasse des Spornes eine schotterlose am Gehänge von Wintrich entspricht, die wohl infolge ihres gesimseartigen Auftretens bereits von ihren Schottern befreit worden ist. Bereits bei Neufilzen stossen wir auf Schotterterrassen von entsprechender Höhe, die sich von Dusemond am Gehänge des früheren Moselarmes über Veldenz bis nach Mülheim hinziehen. Die petrographische Zugehörigkeit dieser Terrasse zum Moselsystem wird durch die Schotter gegeben, die aus Geröllen von Milchquarz, Quarzit, Grauwacken und rotem Sandstein bestehen. Zuweilen finden sich vereinzelt eisenschüssige Milchquarzkonglomerate darunter, die wohl dem Tertiär zuzuschreiben und von den Trogbodenflächen herabgespült worden sind. Zu demselben Talboden gehört die Terrasse, die sich in 150—160 m Höhe bei Wehlen am linksseitigen Gehänge wahrnehmen läßt. An dieser Stelle ist die Lehne der Terrasse nur schwer erkennbar, denn die sehr leicht beweglichen Schieferbruchstückchen sind als Gehängeschutt auf die Terrasse herabgeschwemmt worden und haben den charakteristischen Gehängeknick fast verwischt. Eine große Breitenausdehnung mit 300—400 m erreicht diese Terrasse in ihrem bogenförmigen Auftreten von Rachtig über Erden bis Lösnich. Die 150—160 m hoch gelegenen Terrassen von Kinheim, Cröv und Wolf gehören dem gleichen Talboden an und ziehen sich, immer schmaler werdend, bis Rißbach am Gehänge entlang. Bei Cröv ist der Terrassencharakter durch abgeschwemmten Lehm stark verwischt worden. In breitem Talbogen legt sich die mittlere Terrasse bei Traben um den Mont Royal herum und zieht sich dann auf dem rechten Gehänge von Enkirch nach Burg. Wenn sie auch bei Reil vorhanden ist, so doch

1) Vgl. Erl. z. geol. Spez. Karte, Blatt Neumagen.

nur in schmaler Ausdehnung und nicht so deutlich ausgebildet, wie an den Gleithängen von Pünderich und Zell. Ein Blick vom Prinzenkopf moselabwärts nach Alf-Bullay läßt die mittlere Terrasse deutlich am Gehänge hervortreten (vgl. Taf. IV, Fig. 3). Das Gefälle dieses Talbodens übertraf mit 0,384 $^0/_{00}$ selbst das der heutigen Mosel.

d) Die untere Terrasse.

Während sich zwischen die Terrassenreste der mittleren durchlaufenden Terrasse und der unteren Terrasse kein so großer Zwischenraum einschaltet, wie zwischen der mittleren und oberen Terrasse, unterscheidet sich die untere Terrasse, wie bereits bekannt, petrographisch von den höher gelegenen, denn ihre Schotter sind durch Leitgerölle ausgezeichnet, die zur Beantwortung mancher strittiger Fragen über alte Moselläufe dienen können. Der Verlauf des alten Talbodens ist eindeutig, weil die Reste der unteren Terrassen in ihrer gegenseitigen Höhenlage nur unmerkliche Unterschiede aufweisen. Folgen wir den einzelnen Terrassenresten, die bis auf wenige Ausnahmen als nicht über 20 m über der Mosel liegend bestimmt werden konnten, so wird der größte Teil des Talbodens der Trierer Talweitung von ihnen eingenommen. Wir erkennen in dem Boden der Talweitung die Flußaue der Mosel zur Zeit der unteren Terrasse. Auf ihr liegt der größte Teil von Trier und eine Reihe mittlerer Siedelungen, wie Zewen, Euren, Ehrang und Kenn. Auch innerhalb des tief eingeschnittenen Moseltales unterhalb Schweich bot die untere Terrasse die Möglichkeit zur Anlage der Siedelungen, die nur an den Mündungen der Nebenflüsse in deren Erosionsschlucht hineingreifen und sich verbreitern oder an den flachen Ausläufern der Gleithänge der großen Flußhalbinseln größere Ausdehnung gewinnen. Unterhalb Trier treten die Reste des Talbodens nach den Gehängen zurück, um alluvialen Bildungen Platz zu machen. Kirsch und Longuich liegen auf der unteren Terrasse, die nach

Riol zu nach dem rechten Gehänge zurückweicht, wo ein im Gelände durch Wiesen angedeuteter Nebenarm der Mosel vorhanden war, der nach seiner Trockenlegung eine stattliche Inselfläche zur Verlandung gebracht hat. Bei Mehring wird die Terrasse außerordentlich schmal und erstreckt sich in dieser Form über Pölich bis Schleich. Unterhalb Detzem können wir sie weiter verfolgen und beobachten, wie sie zwar den älteren Terrassen folgend, doch dem jetzigen Lauf in fast allen Einzelheiten angepaßt, sich bis Leiwen ausdehnt. Trittenheim liegt auf dem zur unteren Terrasse gehörenden Teil des Spornes. Bis Minheim fehlen auf dem linken Ufer jegliche Spuren von Terrassen, während sie von Neumagen bis Reinsport unterbrochen von dem Trontale den Boden für die Siedelungen gegeben haben. Analog dem Trittenheimer Vorkommen ist das von Minheim und wieder fehlen bis zur nächsten großen Moselhalbinsel bei Bernkastel-Cues die Reste der unteren Terrasse. In einzelnen Bruchstücken, vielfach durch alluviale Rinnen unterbrochen, dehnt sich der Talboden bis Dusemond aus, wo die Umbiegung nach Burgen erfolgt. Zur Zeit der unteren Terrasse bestand die Moselkurve um den Bitschberg herum noch und erst während dieser Entwicklungsphase fand der Durchbruch bei Mülheim statt. Unterhalb Mülheim verbreitet sich der alte Talboden nach Andel hin. Wir können seine Entstehung wohl auf das frühere Vorhandensein eines Mülheimer Spornes zurückführen, dessen talab gelegener Hang durch die Ablagerungen der unteren Terrasse verbreitert wurde. Über dem „Werth" von Cues liegt am linken Ufer die entsprechende Terrasse, die sich in einer Breite von 150—200 m bis 1 km unterhalb Wehlen erstreckt. Von der Höhe des Rachtiger Berges bietet sich eine klare Übersicht über die Anordnung der Terrassen auf der gegenüberliegenden Moselhalbinsel. Wir können aus der Lage der Siedelungen die untere Terrasse von Zeltingen über Rachtig bis Erden und, wenn wir den Höhenweg nach Ürzig nehmen, sogar bis Lößnich über-

sehen. Bei Cröv ist die Terrasse durch die bereits erwähnten alluvialen Aufschüttungen stark zerstört und nur noch in wenigen Resten erhalten. Besser zu erkennen ist der Terrassenbogen bei Wolf in 115—120 m und der den Fuß des Mont Royal bildende Terrassengürtel von Rißbach und Traben. Bei Enkirch können wir nur schmale Reste zu beiden Seiten des Tales des Ahringsbaches feststellen, erst bei Burg verbreitern sich die Schotterflächen bis zu 200 m, um bei Pünderich bis zu 0,5 km Ausdehnung zu gewinnen. Auf dem Zell gegenüberliegenden Ufer sind trotz der fast vollendeten Abschnürung die bogenförmig erhaltenen Reste des alten Talbodens nur in geringer Breitenausdehnung erhalten. Bullay steht auf der unteren Terrasse. Das Gefälle des Talbodens der unteren Terrasse war geringer als das der jetzigen Mosel und betrug etwa 0,194‰.

e) Lokalterrassen.

Wenn wir an dieser Stelle eine Schilderung der Lokalterrassen einschalten, trotzdem diese für die Hauptentwicklungsphasen des Moseltalweges keine Bedeutung haben, so geschieht es, weil sie als Oberflächenformen innerhalb des Moseltales örtlich in Betracht zu ziehen sind. Ein Blick auf die Gefällskurven (Taf. V, Fig. 5) läßt den besonderen Reichtum an Lokalterrassen innerhalb der Trierer Talweitung erkennen. Südlich Karthaus schaltet sich zwischen der oberen und mittleren durchlaufenden Terrasse die breite Fläche des Roscheiderhofes (235 m) ein. Etwa 60 m tiefer folgen die beiden Terrassenflächen bei St. Medart, auf denen der größte Teil der Orte Feyen und Heiligkreuz liegt. Bei Trier sind auf dem rechten Gehänge der Weitung zwischen den beiden durchlaufende Terrassen zwei Lokalterrassen in 160 m und 240 m Höhe zu beobachten. Die untere trägt den Vorort Kürenz und zieht sich in gleicher Länge wie Trier am Gehänge hin; die obere, gesimseartig ausgebildete, ist durch die Kapelle von Fränzens Küppchen im Gelände deutlich gekennzeichnet.

Zwischen dem Unterlauf des Gillenbaches und des Biewerbaches deutet die Terrassenfläche des Birkenberges (230 m), wie auch die etwas breitere Terrasse nördlich von Biewer (240 m) eine lokale Bildung an. Über dem Niveau der Hauptterrasse befindet sich die Fläche des Maternerhofes (280 m) südlich von Pfalzel. Auf dem gegenüberliegenden Gehänge deuten Schotterreste auf einer kleinen Fläche westlich von Ruwer die Fortsetzung der Terrasse bei Biewer an. Die schmale Terrasse an der Ruwermündung nördlich Ruwer nimmt eine Sonderstellung ein, die jedenfalls dem Einfluß der Ruwer zuzuschreiben sein wird, denn diese Terrasse biegt nach der Nebenflußmündung zu ein. Fast 50 m unter dem Niveau der oberen Terrasse hat sich südwestlich von Longuich eine Terrasse erhalten, während die breite Fläche von Longen mit 250 m fast die Höhe der durchlaufenden Terrasse erreicht. An die mittlere Terrasse des Alsberges schließt sich in ebenfalls bogenförmigem Verlaufe von Detzem über Thörnich, Köwerich bis nach Leiwen eine im Mittel 150 m hohe und oft 400—600 m Breite erreichende Terrasse an. Der kleine Rest an der Marterkirche oberhalb Neumagen (185 m) ist kaum von irgend welcher Bedeutung. Von nur geringer Ausdehnung sind die schmalen Terrassenreste von Piesport (250 m) und auf dem Minheimer Sporn (230 m). Der Schotterrest westlich von Wintrich (190 m) ist selbst morphologisch nicht von Belang. Bei Filzen-Dusemond sind zwei Terrassen, eine breitere in 180 m und eine schmalere in 235 m zwischen oberer und mittlerer durchlaufender Terrasse erhalten. Ob die kleine Terrassenfläche auf dem Brauneberg in der Tat eine Lokalterrasse darstellt, kann nicht einwandfrei festgestellt werden. Es wäre bei der Form des Brauneberges, der geringen Ausdehnung des Schotterlagers und der Lage zur Hauptterrasse (es sind nur 9 m Höhenunterschied) nicht unmöglich, daß eine Abspülungserscheinung vorliegt. Wandert man von Lieser über die Moselhalbinsel von Cues nach Wehlen, so überschreitet man auf der Höhe der Halbinsel

eine weite Fläche, die an ihren Rändern allmählich in die 10 m tiefergelegene obere Terrasse übergeht. Endlich gehören zu den Lokalterrassen zwei kleine Flächenbildungen in 160 m und 190 m in der Nähe der Ruine Wolfer Kloster.

f) Alluvialterrassen.

In den Aufschüttungen der Alluvialebene sind mehrere terrassenförmige Abstufungen zu erkennen, so besonders in der Trierer Talweitung von Conz bis Schweich. Etwa 10 m über dem Moselspiegel zieht sich durch Trier eine Alluvialterrasse, deren Rand vom Altbach her mitten durch die Stadt, westlich der Porta nigra durch das Maar nach dem Stadtkirchhof verläuft. Sie ist erkennbar an dem sanften Ansteigen der Straßen von der Mosel zum östlichen Teile der Stadt. Pfalzel liegt zugleich auf zwei Alluvialterrassen, die etwa 4—5 m Höhenunterschied besitzen. Die zwischen Schweich und Ehrang 2—3 km breite Talebene verschmälert sich unterhalb Schweich bis zu 0,7 km und es zeigt sich über dieser eine etwas höher gelegene Terrasse, die man bis Ehrang zurück verfolgen kann. In etwa gleicher Höhe zieht sich eine Terrasse von Wintrich über Kesten, Dusemond bis nach Andel, die wir von Zeltingen bis Alf regelmäßig an den Gleithängen beobachten können. Das mittlere Gefälle der Mosel von der Saar bis zur Mündung beträgt $0{,}34\,^0/_{00}$ [1]).

Eine vergleichende Zusammenstellung der Gefällsverhältnisse der durchlaufenden Terrassen einschließlich des zur oberen Terrassengruppe gerechneten höchsten Moseltalbodens und des jetzigen Mosellaufes auf der Strecke Karthaus-Alf (115,9 km) sei zum Vergleich angeführt. (Man vergleiche den Abschnitt über Profildarstellung.)

1) Vgl. Zentralblatt für Meteorologie etc., a. a. O. S. 28 u. 64.

Talboden	Höhen-Differenz	Gefälle, ‰
Höchste Terrasse .	16,0 m	0,138
Obere Terrasse .	22,5 „	0,194
Mittlere Terrasse .	44,5 „	0,384
Untere Terrasse .	22,5 „	0,194
Mosel	37,5 „	0,323

VI. Die Wittlicher Senke.

Steigt man vom Erosionstal der Mosel auf eine der Moselberghöhen hinauf, so übersieht man zwischen den Moselbergen und den Quarzitrücken, die den Beginn der Hochfläche der Vordereifel andeuten, die langausgedehnte Hohlform der Wittlicher Senke.

a) Die Landschaft.

Die Senke bildet orographisch die Fortsetzung der bei Ehrang und Quint 2—3 km breiten Trierer Talweitung und erstreckt sich in außerordentlich regelmäßigem Verlauf von Südwest nach Nordost, entsprechend dem Streichen der übrigen, schon geschilderten Abschnitte unseres Gebietes und erreicht in gerader Linie von Schweich bis Bengel etwa 32 km Länge, während die Breite, abgesehen von noch zu besprechenden Ausweitungen im Durchschnitt etwa 3 km betragen mag. Die mittlere Erhebung des Senkenbodens stellt sich abgesehen von den Höhen des Burg- und des Asberges auf 180 m, also eine durchschnittliche Höhe über dem Moselspiegel von 60—70 m. Den von F. v. Richthofen aufgestellten Grundforderungen für den Charakter einer Mulde genügt die Wittlicher Senke, wie W. Ademeit[1]) ausführt, vollkommen. Die ausgeprägte Längserstreckung, die Lage zwischen den höhergelegenen Plateaus und die Öffnung nach beiden Seiten der Hohlform in ihrer Längsrichtung rechtfertigt

1) A. a. O. S. 346.

die Bezeichnung Mulde. In Südwesten tritt sie mit der Trierer Talweitung in ihrer ganzen Breite in Berührung und nach Nordosten geht sie über in das enge, schluchtartige Tal des Alfbaches. Den Charakter eines, wenn auch breiten Tales hat die Wittlicher Senke nicht. Ihr fehlt das gleichsinnige Gefälle, wie aus der Laufrichtung der Bäche zu erkennen ist. Die Salm durchquert die Senke in nordsüdlicher Richtung, die Lieser senkrecht zum Streichen der Senke in deren größter Breite; nur die Alf fließt auf einer kurzen Strecke in der Richtung der Senke um dann das Gebirge in südnördlicher Richtung zu durchbrechen. Nur die unbedeutenderen Bäche, die diesen Hauptwasseradern tributär sind, passen sich in ihrem Lauf der Achsenrichtung der Mulde an. Ein großer Unterschied zwischen der Senke und dem Moseltal besteht abgesehen von der größeren Breitenausdehnung in dem Fehlen eines größeren Hauptflusses und in der Ausbildung der Gehänge, die nicht so steile Formen annehmen. Steilabfälle, wie an der Mosel, fehlen gänzlich, auch die randlichen Erhebungen über den Muldenboden sind weit geringer als im Moseltal, das etwa 70 m unter dem Muldenboden liegt. Diese Erhebungen überragen die Senke in den Eifel- und Moselbergen um etwa 150 bis 200 m, erreichen aber in dem Kamme des Kondelwaldes 477 m Meereshöhe. Besonders auffallend gestaltet sich der Muldencharakter von den Höhen südlich der Mosel gesehen. Wie wir erkannt haben, fließen die Hauptwasseradern der Senke in verschiedener Richtung, lassen also beobachten, daß der Muldenboden in der Tat kein flacher, ebener, sondern von bestimmten Erhebungswellen durchsetzt ist. Das Oberflächenbild der gesamten Senke ist von diesen Kleinformen beherrscht, die in ihrer Erscheinung ebenso sanfte Formen aufweisen, wie die Großformen; ersteren wollen wir eine kurze Betrachtung widmen. Die bedeutendste Erhebung innerhalb der Senke, die diesem Teile der Landschaft ein besonderes Gepräge gibt, beginnt nördlich von Dörbach im Dörbacher Walde und verläuft

in der Hauptrichtung von Südwest nach Nordost durch die breiteste Stelle der Senke, bildet den aus dem Tal der Salm aufsteigenden, 351 m Meereshöhe erreichenden, kuppenförmigen Burgberg, sattelt sich dann bis zu 238 m ein, um sich in der Kuppe des Asberges erneut zu 353 m zu erheben. In allmählicher Abdachung senkt sich der Asberg in dem Rücken des Mundwaldes zur Lieser herab, wo er mit schroffem Felsabfall endigt. Von dem Orte Bodenburg, oberhalb Dörbach, auf dem Eifelplateau, gewinnen wir einen ausgezeichneten Überblick über die Einfügung dieses Höhenzuges in die große Mulde, wenn auch dort die Einsattelung zwischen Burg- und Asberg dem Auge entzogen ist. Wir erkennen von diesem Standpunkte aus, daß es sich in den geschilderten Bergen in der Tat um für die große Mulde oberflächlich stark hervortretende Erhebungen handelt. Nördlich von diesem Bergzuge dehnt sich in einer Breite von etwa 2 km ein im Durchschnitt etwas höher als die Hauptmulde gelegenes, abgeschnürtes Muldenstück aus. Es reicht bis an den Fuß des Eifelplateaus, wird im Westen von der Salm im Osten von der Lieser begrenzt, jedoch ist nach letzterem Bach die Teilmulde nicht weit geöffnet, sondern durch die geringeren Erhebungen des Stare- und des Gänsberges abgeschlossen. In der Topographie des Hauptsenkenteiles lassen sich fünf kleinere Hohlformen unterscheiden, die durch Schwellen voneinander getrennt, in südwest-nordöstlicher Richtung aufeinander folgen. Die westlichste dieser Hohlformen ist bestimmt durch den Föhrener Bach und seine Zuflüsse. Die Mulde öffnet sich zur Mosel und senkt sich zu dieser ab. Die über Föhren, Hochkreuz nach Becond verlaufende Schwelle von 200—220 m Meereshöhe bildet die orographische Abgrenzung zum Moselgebiet der Trierer Talweitung; der Moselspiegel liegt unterhalb Quint etwa 120 m hoch. Zwischen der genannten Schwelle und dem Salmgebiet liegt ein flaches Becken mit nahezu zentralem Zusammenfluß seiner Wasseradern, das Hetzerather Becken, das durch den Orschbach, der eine zweite,

schmalere Schwelle durchbricht, zur Salm entwässert wird. Das verhältnismäßig schmale Salmtalgebiet wird durch die breite Schwelle des Kurfürsten Staudt, dem Haardter Hochwald und dessen Forsetzung nach Nordwesten vom Liesertalgebiet getrennt, das erst mit der Liesertalweitung, also unmittelbar am Schwellenrande beginnt. Seine Hauptausdehnung hat dieses Gebiet nach Osten und Nordosten, in welcher Richtung sein Talboden allmählich bis zur Wasserscheide gegen die Alf auf 210 m ansteigt. Mit steiler Böschung erheben sich aus diesem Teil der großen Mulde die beiden, an vulkanische Formen erinnernden Kegelberge bei Berlingen und Neuerburg. Besonders gilt dies von dem 286 m hohen Kegel des Neuerburger Kopfes, dessen relative Erhebung über das Niveau der Senke etwa 100 m beträgt. Eine schmale Schwelle, die zugleich die Wasserscheide zwischen Lieser und Alf bildet, trennt die letzte orographische Teilmulde ab, mit der die Hauptsenke ihr östliches Ende erreicht. Der bei Bausendorf noch in breitem Tale fließende Alfbach, wendet sich bei Kinderbeuren nach Nordosten um schließlich in tiefer, enger Schlucht den Kondelwald zu durchbrechen und endlich bei Alf die Mosel zu erreichen. An der Stelle, wo sich die Alf plötzlich nach Norden umwendet, ist sie am Reiler Hals nur 450 m von der Mosel entfernt. Der Reiler Hals beschließt zugleich die Wittlicher Senke und die Moselberge.

b) Entstehung.

Die Wittlicher Senke ist gekennzeichnet durch die Hauptverbreitung des Ober-Rotliegenden, das sie mit wenigen Ausnahmen ausschließlich zusammensetzt. Die Schichten des Ober-Rotliegenden sind anschließend an ihr Auftreten im Saar-Nahe-Gebiet gegliedert worden, in Porphyrbreccien und Tuffe, die oberen roten Konglomerate und Sandsteine und als jüngste Schicht die roten Sandsteine und Schiefertone. Die nur auf einzelne wenige Stellen, wie den Nordabhang des Rothenberges beschränkten Porphyrbreccien sind wegen

ihrer Durchtränkung mit Kieselsäure sehr hart und bilden feste Bänke. Von den über den Porphyrbreccien lagernden Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen erreichen besonders die beiden letzteren weiteste Verbreitung innerhalb der Wittlicher Senke, deren Inneres sie fast ausschließlich aufbauen. Alle diese roten und rotbraunen, sandigtonigen Ablagerungen sind außerordentlich mürbe und zerreiblich und setzen der Verwitterung einen kaum nennenswerten Widerstand entgegen. Die Lagerung des Ober-Rotliegenden ist im Gegensatz zu der stark gefalteten und mannigfach gestörten des Unter-Devon eine flachmuldenförmige. Der Verlauf des Muldentiefsten wird etwa durch die Linie Burgberg bei Salmrohr, Büscheid, Belingen und Berlingen charakterisiert. Die Schichten fallen vom Rande der Senke gegen die Mitte zu ein. Am Südostrande gegen das Devon beträgt das Einfallen 20—40° und sinkt bis zum Muldentiefsten auf etwa 0° herab. Zwischen dem Devon von Uerzig und dem Kondelwald füllt das Ober-Rotliegende eine tiefe Mulde aus. Im Alftale bei Kinderbeuren und Bengel sind die Konglomerate zu beiden Seiten des Flusses aufgeschlossen, auf der linken mit südlichem, auf der rechten mit nördlichem Einfallen. Bereits H. Grebe[1]) nimmt zwischen den Sandsteinen auf der linken Moselseite bei Quint und den Konglomeraten auf der rechten Seite eine Verwerfung an, die bei nordöstlicher Richtung ihre Fortsetzung am Nordwestrande der Senke finden würde. Jedenfalls spricht die Tatsache, daß wir es mit Ausnahme der Gegend des Rothenberges auch im Südosten mit einem scharfen, fast geradlinigem Absetzen des Ober-Rotliegenden gegen das Devon zu tun haben, dafür, die Wittlicher Senke als ein zwischen die Schichten des Unterdevon eingesunkenes Gebirgsstück, als eine Grabensenke zu betrachten. Auf der Regelmannschen Schollenkarte Süddeutschlands ist die Wittlicher Senke bereits als Graben eingetragen worden.

1) H. Grebe, Über das Rotliegende etc., a. a. O. S. 461.

Die Uranlage zur Senke war eine flache, schmale Mulde auf der permischen Rumpffläche. Erst zur Zeit wahrscheinlich des Mitteltertiärs fand der grabenförmige Einbruch des Senkengebietes und darauf folgend die erneute Einebnung statt. Schließlich fand die Ablagerung des Untermiozän und endlich die Bildung des Moseltroges statt. Die Herausmodellierung der Senke zwischen den Devonbergen, wie wir sie als Landschaft bereits kennen gelernt haben, ist ein Werk diluvialer Erosion, somit eine großartige „Ausräumungserscheinung". Das ausgeräumte Material bestand aus den geschilderten Gesteinen des Rotliegenden, die der Wirkung des Fließwassers nur einen schwachen Widerstand entgegensetzen konnten. Von H. Grebe[1]) ist die Herausbildung der Senke, die wir auf den Gegensatz von widerständigem und nicht widerständigem Gestein zurückführen, der alleinigen Wirkung alter Moselarme zugeschrieben worden. Nach ihm fand zur Zeit, als die Mosel in einem 80—100 m höheren Niveau floß, eine Teilung der Mosel bei Schweich statt; der eine Arm der Mosel folgte in dem entsprechenden Niveau etwa dem heutigen Laufe, der andere floß durch die heutige Senke über Hetzerath nach Wittlich, wendete sich dann nach Inselbildungen um den Burgberg und Asberg teils nach Osann, teils nach Lieser und endlich nach Uerzig. Die Untersuchungen über die alten Moselläufe gelegentlich der geologischen Kartierung haben die Unzulässigkeit dieser Annahmen an der Hand der Schotterbestimmung erwiesen. Doch würde die gleichzeitige Annahme mehrerer Moselarme auch schon rein morphologisch unmöglich sein, denn der durch seinen geraden Verlauf innerhalb der Senke gekennzeichnete Moselarm würde kürzer sein, als der weiter südlich gelegene. Die natürliche Folge wäre, daß der kürzere Lauf durch sein stärkeres Gefälle eine größere Tiefenerosion entwickeln und schließlich die Gesamtgewässer der Mosel in seinem

1) H. Grebe, Jhb. f. 1889, S. 99/124.

Tale vereinigen müßte. Bedeutend unterstützt würde dieser Vorgang durch die Beschaffenheit des Untergrundes, denn der südliche und längere Arm hätte im devonischen Tonschiefer zu nagen, während der nördliche ein kaum widerständiges Material schneller abtragen könnte. Die Mosel stellt die Erosionsbasis für die großen Bäche dar, die ihr schon zur Zeit der oberen Terrasse ihre Wasser zuführten. Wenn schon zur Zeit der allmähligen Hebung der gesamten Gebirgsscholle diese Nebenbäche ihre Täler im Vergleich zum Hauptfluß in dem weichen Untergrund erheblich erweitern mußten, konnte dieser Vorgang zur Zeit der einzelnen Ruhepausen größere Dimensionen annehmen, und dürfen wir mit einem vielfachen Wechsel in der Lage der Bäche rechnen. Mit den Bächen zugleich mußten sich Wasserrinnen der nächst tieferen Ordnung entwickeln, die dem Hauptbache beiderseits in der Hauptrichtung des weichen Gesteins folgend, zuflossen, so daß sich in der Zeit von der oberen Terrasse bis zur heutigen Lage der Mosel, der geologische Graben der Wittlicher Senke als ein in einer Mulde gelegenes Hügelland herausbilden konnte. Die Einzelmulden, in die die Senke heute zerfällt, sind nahezu ausschließlich bedingt durch ihr jeweiliges hydrographisches System. Jeder Bach hat sich in dem kaum widerständigen Gesteinsmaterial entsprechend seiner Wasserführung ein kleineres oder größeres Muldeneinzugsgebiet geschaffen.

Durch die Feststellung einer tertiären Trogbodenfläche sind wir nicht mehr in der Lage, der Annahme A. Lepplas[1]) zu folgen, der für die Entstehung der ausgedehnten Schotterlagen am linken Salmufer zwischen Salmrohr, Pohlbach und Crames ein Mündungs- und Staubecken der Salm vor ihrem Durchbruch durch den Schiefer der Moselberge annimmt; das gleiche gilt für die Lieser. Ein besonderer Durchbruch durch die Moselberge fand weder von der Salm noch von der Lieser statt. Diese

1) Erl. zur geol. Spezialkarte, Blatt Wittlich, S. 23.

Nebenflüsse der Mosel waren, wie wir auf Grund der Terrassenreste annehmen dürfen, zur Zeit der oberen Terrasse bereits sicher vorhanden. Sie sind also jedenfalls nicht viel jünger als die Mosel selbst, und wir dürfen wohl mit Recht annehmen, daß diese Nebenflüsse bereits zu der Zeit bestanden als die Hebung der Gesamtscholle des Rheinischen Schiefergebirges einsetzte. Beide Bäche können wir zur Zeit der oberen Terrasse bereits an ihren Gehängen innerhalb der Schiefer nachweisen, während die Enge des Tales nur auf das Gestein zurückzuführen ist. Die Schotter von Salmrohr und Crames sind Zeugen einer anderen Lage des Salmlaufes zur Zeit der mittleren Terrasse. Dem Entwicklungsgange der Mosel entsprechend lassen sich selbst in dem weichen Material deutlich die Terrasen von der mittleren Terrasse ab bis zum heutigen Talweg verfolgen. Der Grund, weshalb wir innerhalb des Senkengebietes keine Reste der oberen Terrassen nachweisen können, liegt darin, daß wir dort keine Oberflächenformen von solcher Höhe finden, daß auf ihnen obere Terrassenreste erhalten sein könnten. Daß solche Terrassen in der Tat vorhanden gewesen sein müssen, geht unzweideutig aus der Lage der Terrassen der Salm und Lieser vor ihrem Eintritt in die Senke und in ihren Tälern innerhalb der Moselberge hervor. Während die genannten Bäche in den widerständigen Schiefern nur Täler von beschränkter Breite herausarbeiten konnten, fanden sie in der Senke nahezu keinen Widerstand, konnten ihre Einzugsgebiete schnell vergrößern und bedeutende Gesteinsmassen abtragen. Größere Dimensionen konnte die Abtragung innerhalb der Senke im Verlaufe der Weiterentwicklung zur Zeit der durchlaufenden Terrassen d. h. zu Zeiten gewisser Ruhepausen mit vorwiegend lateraler Erosion erreichen. Außerdem bot das Material des Rotliegenden jederzeit die Möglichkeit einer Flußverlegung. Es war dies der Vorteil der Beweglichkeit gegenüber den Erosionsstrecken innerhalb des Schiefers. Deutlich lassen sich im Gelände im Gebiete des Rotliegenden sowohl an der Salm als

auch an der Lieser die Reste der mittleren und unteren Terrasse beobachten. So sind unterhalb Wittlich in der weiten Lieser-Talaue von Wengerohr die alluvialen Aufschüttungen von der unteren Terrasse durch einen 4—8 m hohen Steilrand geschieden. Selbst in der alluvialen Talaue lassen sich an einigen Stellen Terrassierungen erkennen.

Mit der Erwähnung des Lieserlaufes innerhalb der Moselberge stoßen wir auf das so oft erörterte Problem der alten Moselläufe. Südwestlich von Platten öffnet sich in der Richtung auf Osann und Monzel ein oft 400 m breites Trockental, das von Osann bis Noviand vom Östelbach durchflossen wird (S. 164 Fig. 2). Wenn wir uns für einen Augenblick das jetzige Tal der Lieser ausgefüllt denken, so setzt sich der Talboden des breiten Tales über die Lieser hinweg weiter fort und zieht in breitem Bogen nach Lieser. Die Lieser fließt auf der Strecke von Platten bis Noviand in breiter Talaue, die in ein höher gelegenes Tal eingeschnitten ist, dessen Formen und Höhenlage dem Trockentale bei Osann ähnlich sind. Von Noviand nimmt die Lieser den kürzesten Weg zur Mosel über Maring.

Die Frage nach der Entstehung der auffallend breiten Talformen ist in verschiedenster Weise zu lösen versucht worden. H. Grebe[1]) und seine Anhänger nahmen an, daß ein Moselarm durch die Wittlicher Senke hindurch geflossen sei, um im Osanner Tale die Moselberge zu durchbrechen. Mit der Unhaltbarkeit der Annahme eines die Senke durchfließenden Moselarmes stand das Osanner Trockental erneut zur Diskussion. A. Penck[2]) nimmt in seinem „Deutschen Reich" eine Moselschlinge Dusemond-Burgen-Mülheim-Maring-Siebenborn-Lieser an, ohne auf das Osaner Trockental einzugehen. A. Leppla[3]) verbannt die Mosel gänzlich aus den Talungen nördlich von Mül-

1) H. Grebe, Jhb. d. kgl. pr. geol. L.-Anst. f. 1885, Berlin 1886, S. 137 ff.

2) A. Penck, Deutsches Reich (Kirchhoffs Länderkunde).

3) Erl. zu Blatt Wittlich, S. 22 ff.

heim, denn die Schotter des Osanner Trockentales scheinen ausschließlich der Lieser anzugehören, außerdem deuten die Schotter nördlich der Talungen auf Veränderungen der Hydrographie in der Zeit der Entstehung dieser Talungen.

Weit ausgedehnte Schottermassen finden sich oberhalb Platten zwischen Wengerohr und Bahnhof Uerzig, die es wahrscheinlich machen, daß sich die Alf zur Zeit der mittleren Terrasse bei Platten mit der Lieser vereinigte. Dafür spricht die Sonderung der Schotter östlich Wahlholz in drei Gruppen, von denen nur die jüngste vorwiegend unterdevonisches und wenig Rotliegend-Material aufweist, im Gegensatz zu dem Reichtum an Rotliegendem in den Schottern bei Uerzig. Ferner sprechen für die Annahme einer Flußverlegung der Alf die außerordentlich niedrige Wasserscheide zwischen Alf und Lieser, sowie der Charakter der Flußrichtung der Alf. Der Weg des Baches ist etwa halbkreisförmig. Bei Bausendorf verläßt er den Kondelwald, tritt in die Wittlicher Senke ein, um, diese nördlich von Bengel verlassend, im Höllental aufs neue den Kondelwald zu durchbrechen, um endlich nach Aufnahme des Üßbaches bei Alf in die Mosel einzumünden. Der Üßbach ist in bezug auf Wasserführung der größere. Die Veränderung im Laufe der Alf zur Zeit der mittleren Terrasse würde demnach dadurch zu erklären sein, daß sich ein Zufluß des Üßbaches durch die devonischen Quarzite und Tonschiefer bis in das weniger widerständige Material des Rotliegenden zurückgenagt hatte. Im Laufe der Weiterentwicklung wurde durch die für den Zufluß tiefere Lage der Erosionsbasis das System der Alf angezapft und endlich diese selbst zum Üßbach abgeleitet.

Durch die Vermehrung der Wassermassen d. h. durch die Vereinigung von Lieser und Alf war die Fließkraft gegeben, der man die Herausarbeitung des Tales Osann-Noviand-Lieser zuschreiben konnte. Auch der Verfasser schloß sich der Anschauung von einem Lieser-Alftale bei Osann an, zumal sich bei den Begehungen des Geländes keine charakteristischen Moselschotter auffinden ließen.

Schwieriger war die Erklärung des Tales Platten-Noviand, die eine Lieseranzapfung unterhalb Platten zur Notwendigkeit machte. Das Resultat der Untersuchungen war ein sich immer stärker fühlbar machender Gegensatz von Formbeweis und Schotterbeweis. Der Schotterbeweis schien

Fig. 2.
Wittlicher Senke, Moselberge, Mosellauf.
Alte Flußläufe { ····· Lieser-Alf / ····· Mosel | × Moselburchbrüche.
1 : 250000.

einwandfrei jeden Mosellauf aus den in Frage stehenden Talungen zu verbannen. Veranlaßt durch einen Vorschlag von Geheimrat Penck-Berlin, den Stil der Formen besonders zu beobachten, wurde eine neue Spezialuntersuchung vom Verfasser vorgenommen, die das Mäanderproblem in den Vordergrund des Interesses stellte. Nach diesen neuen

Untersuchungen ergab sich folgender Entwicklungsgang der Formen. (Vgl. Fig. 2.)

Die breiten Talungen bei Mülheim sind verursacht durch Moselschlingen, wie die Gehängeformen mit deutlichen Unterschneidungs- und Gleithängen, sowie auch Schotter eines kleinen Aufschlusses bei Noviand erweisen. Der älteste Lauf der Mosel ging von Dusemond-Burgen nach Mülheim und von dort am Brauneberg entlang, bei Monzel unterschneidend, bei Osann einen typischen Gleithang bildend, um den Osanner Berg herum, nach Noviand und Lieser. Bei letzterem Orte fand eine Abdrängung nach Süden und damit eine Unterschneidung bei Andel statt. Zieht man die Einwirkung der jungen Täler innerhalb der alten Talungen in Betracht, so ergibt sich ein gleichsinniges Gefälle in der bereits geschilderten Moseldoppelschlinge. Lieser und Alf mündeten bei Platten in die Mosel. Noch zur Zeit der mittleren Terrasse wurde der Osanner Berg durch Abschnüren bei Noviand zum Umlaufberg. Der Mosellauf verkürzte sich und nahm die Form an, die ihm bereits von A. Penck[1]) gegeben war, bezeichnet durch die Orte Dusemond-Burgen-Mülheim-Maring-Noviand-Lieser. Lieser und Alf mündeten bei Noviand. Das dritte Entwicklungsstadium ist bezeichnet durch den Osanner und den Maringer Umlaufberg, während die Mosel noch zur Zeit der unteren Terrasse den Bitschberg bei Mülheim umfloß. Die Lieser schnitt ihren Talweg in die trockenen Moselarme ein und mündete bei Mülheim. Die Alf war bereits von der Üß abgezapft worden. Der Moselsporn bei Mülheim erweiterte sich und drängte die Moselwasser nach Norden. Der Moseldurchbruch bei Mülheim ergab den heutigen Mosellauf. Nur kleine Bäche durchfließen heute die alten Moseltalungen, so der Östelbach bei Osann, der Frohnbach und der Veldenzerbach am Bitschberg.

Im westlichen Teile der Senke sind unweit des Gehänges einzelne Berge erhalten, die diesem Teile der Landschaft ein besonderes Gepräge geben. Der Hauptrücken

1) A. Penck, a. a. O.

des Dörbacher Waldes, der Burgberg und der Asberg, bestehen aus den hellroten Sandsteinen des mittleren Buntsandsteins und verdanken ihre Erhaltung der größeren Widerständigkeit ihres Gesteins und der Bedeckung des Sandsteins durch andere Ablagerungen. Burgberg und Asberg sind in ihren höchsten Teilen durch Konglomerate des mittleren Buntsandsteins und der Dörbacher Wald durch tertiäre Quarzgerölle geschützt, die während des Vorganges der Abtragung wie ein Schutzdach auf den darunterliegenden Buntsandstein wirken mußten.

Ein wesentliches Moment innerhalb des Landschaftsbildes sind die verschiedenen Böschungswinkel der Gesteine. Die stark widerständigen Quarzite haben mit 35—40° die größten Böschungswinkel und neigen in engem Tale zu steilen Felsbildungen. Auch die Tonschiefer zeigen nahezu gleiche Werte, während die Sandsteine und Schiefertone des Rotliegenden kaum 10° mittlerer Neigung erreichen. Doch zeigen die Böschungswinkel, wenn sie an der Talflanke eines Baches gemessen werden, an der dieser gegen die eine Seite seiner Talwandung drängt, bedeutend höhere Werte, wie beispielsweise an dem Steilrande des Mundwaldes zum Liesertal, südlich von Wittlich, und am rechten Gehänge der Salmaue gegenüber Esch, nördlich von Rivenich.

Vollständig aus dem Rahmen der Landschaft des Rotliegenden fallen die beiden Kegelberge bei Berlingen und Neuerburg heraus, die in ihren Formen an vulkanische Bergbildungen erinnern. Jeder dieser Kegelberge ist in seinem Innern von einem schmalen Basaltgang durchsetzt, der das ihn umgebende Gestein, Sandstein und Schieferton, stark verfestigt hat. Erst durch die Tätigkeit des Fließwassers sind die auffallenden Kegelformen der Berge herausmodelliert worden.

Das Ergebnis unserer Betrachtungen ist demnach folgendes: die Wittlicher Senke ist tektonisch angelegt worden auf der permischen Rumpffläche, brach wahrscheinlich zur Mitteltertiärzeit als Graben ein, wurde ein-

geebnet und bildete zur Miozänzeit einen Teil des Moseltroges. Die heutige Oberflächenform, als Hohlform, verdankt die Wittlicher Senke lediglich der postmiozänen Fließwassertätigkeit und der verschiedenen Widerständigkeit, den die Senkengesteine dieser entgegenzusetzen vermochten.

VII. Die Moselberge.

Durch die Herausbildung der Wittlicher Senke und des Moseltalweges ist ein Teil des Plateaus zwischen Hunsrück und Eifel von diesem getrennt worden und tritt in Gestalt der Moselberge als selbständige Oberflächenform von Schweich bis Reil in der Landschaft auf. Die einzelnen Berggruppen innerhalb der Moselberge verdanken ihre Entstehung teils den Zuflüssen der Mosel, also im wesentlichen der Salm, Lieser und Alf, teils der Mosel selbst, die durch ihr kurvenförmiges Eingreifen Halbinseln und Bergnasen herausgeschnitten hat. Nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit und den Lagerungsverhältnissen müssen wir die Moselberge zur Hunsrückhochfläche rechnen, denn sie bestehen bis auf das durch Verwerfung bei den alten Erzgruben Schweicher Morgenstern in gleiches Niveau gebrachte Kalktonschieferareal und den Porphyrbreccien bei Ürzig aus Hunsrückschiefer und gehören zum gleichen Muldenflügel, wie die Hunsrückhochfläche. Die Moselberge sind aufzufassen als Zeugenberge der einst vorhandenen zusammenhängenden Plateaufläche zwischen Hunsrück und Eifel.

Die Moselberge besitzen eine mittlere Höhe von 350 m und eine zwischen 3 und 5 km schwankende Breite und werden im Nordwesten von der, dem allgemeinen Lauf der Mosel nahezu parallel laufenden, breiten, flachen Wittlicher Senke begrenzt. Durch ihre geringe Breitenausdehnung und die Zertalung durch die linken Nebenflüsse der Mosel werden die Moselberge in mehrere Einzelabschnitte zerlegt. Der Bezeichnung Moselberge oder Mosel-

gebirge, wie sie auf der topographischen Karte des Deutschen Reiches eingetragen ist, wo außer den obenbegrenzten Gebieten die jenseits der Wittlicher Senke gelegenen Höhenzüge der Eifel mit eingerechnet werden, ist bereits W. Ademeit[1]) mit Recht entgegengetreten. Leider ist diese weder aus geographischen noch aus historischen Gründen berechtigte Bezeichnung von H. Rauff[2]) auf seine Höhenschichtenkarte der Eifel mit übernommen worden; letzterer dehnt die Bezeichnung Moselgebirge auf die Berge nördlich der Mosel bis zum Elzbach aus.

Den Moselbergen fehlt eine besonders hervortretende gemeinsame Kammlinie und besonders hervortretende Gipfelpunkte. Die höchste Erhebung, die die Durchschnittshöhe von 350—400 m nur wenig übersteigt, liegt nördlich von Piesport in 433 m. Aus diesem Grunde dürfte die Bezeichnung Rücken für die einzelnen Teile des Gebirges gerechtfertigt sein. Während die Grenze zur Wittlicher Senke hin fast geradlinig verläuft, wird die Südseite durch das System der früher geschilderten Moselschlingen bald näher an die Senke bald mehr nach dem Hunsrück zu verlegt. Durch die zur Mosel laufenden Talungen werden die Moselberge in einzelne Bergmassen zerlegt, deren wir im wesentlichen drei unterscheiden können, die durch die Täler der Salm und der Lieser bedingt werden. Die südlichste Bergmasse, deren Umgrenzung durch die Orte Schweich, Becond, Clüsserath und die erste große Moselkrümmung gegeben ist, erhebt sich im Mehringer Berg bis zu 418 m. Einzelne kleine Bäche verursachen eine weitere Herausbildung von Einzelabschnitten, die aber in bezug auf den Gesamtcharakter nur untergeordnete Bedeutung haben. Die zweite Gruppe erstreckt sich in den bezeichneten Grenzen von der Salm bis zur Lieser. Die höchste Erhebung erreicht sie im Monzeler Hüttenkopf (421 m). Zahlreiche kleine Täler und besonders die breitere Talung

1) A. a. O. S. 339/40.
2) Höhenschichtenkarte der Eifel (1:200000), Bonn.

von Claußen nach Osann bedingen einen sanftwelligen Verlauf der einzelnen Bergrücken. Auffallend ist die Zerlegung in einzelne Höhenzüge am Unterlauf der Lieser, wo neben dem Liesertal, zwischen Platten und Noviand das breite Tal von Platten über Osann nach Noviand zieht, das in seinem südlichen Teile jedes Wasserlaufes entbehrt. Dadurch sind zwei verhältnismäßig scharfe, schmale Bergrücken herausgebildet, der eine zwischen dem Liesertal und der Osanner Talung, der andere zwischen dem südlichen Teile des letzteren und dem Moseltal bei Filzen und Dusemond, den bekannten Brauneberg bildend. Der erstgenannte Rücken erhebt sich zu 266 m im Noviander Hüttenkopf über die beiden Talungen, die er um etwa 90 m überragt, während der schmale Brauneberg bei etwa gleicher Meereshöhe 150 m zum Moseltal abfällt. Der letzte Abschnitt, in den wir die Moselberge eingeteilt hatten, zeigt eine durch breite Talungen zerlegte Oberfläche, die der soeben geschilderten ausserordentlich ähnlich ist. Von Noviand und Siebenborn zieht das etwa 0,8 km breite Trockental in nach Westen offenem Bogen auf Lieser zu. Es erreicht das Moseltal nicht in seiner vollen Breite, verengt sich in der Nähe des Ortes Lieser zu dem engen Erosionstale eines unbedeutenden Wässerchens. Sein Talboden liegt etwa 30 m über dem Moselspiegel. Der Bogen von Osann ist breiter und flacher als der weiter östlich gelegene. Die mittlere Höhe seines Talbodens beträgt etwa 165 m, die des östlichen etwa 145 m, deutet also auf ein bestimmtes Gefälle hin. Das heutige Liesertal liegt, wie uns bereits bekannt, in seinem gesamten Unterlauf schon von Platten ab tiefer als die geschilderten breiten Talungen. Ein besonders anschauliches Bild von dem Gesamtcharakter der Moselberglandschaft mit den geschilderten Einzelrücken und den auffallend breiten Talungen gewinnen wir von der Höhe südöstlich von Mülheim, das wir bei der Betrachtung des Talbogens von Dusemond und Burgen bereits erwähnten. Nördlich und westlich von unserem Standpunkte erheben sich die ge-

schilderten Einzelrücken aus den breiten Talungen, und es legen uns die Landformen selbst die Vermutung nahe, daß die Landschaft ihren Formenschatz wohl zum Teil dem veränderten Entwässerungssystem früherer Zeiten verdankt, wie wir es in der Tat bereits bestätigen konnten. Nördlich von dem Maringer Bergrücken dehnen sich die Moselberge bis zur Wittlicher Senke aus; östlich von diesem werden sie begrenzt und umflossen von der großen Moselschlinge von Mülheim über Bernkastel nach Zeltingen, um bei Uerzig ihre schmalste Erstreckung zwischen der Mosel und der Senke zu erreichen, die kaum 1 km betragen mag. In breiter Ausdehnung endigen schließlich die Moselberge bei Reil, nachdem sie sich vorher in schmalem Sporne bis Traben nach Süden erstreckten.

VIII. Die Trierer Hochfläche.

Die Übergangszone von dem Plateau der Westeifel mit seiner durchschnittlichen Höhe von 500 m zu dem südlich davon sich ausdehnenden Gebiete von ebenfalls plateauförmigem Charakter von durchschnittlich 350 m Höhe, ist charakterisiert durch das Auftreten zahlreicher mehr oder weniger breiter Rücken, die von Norden und Nordwesten nach Süden und Südosten verlaufen. Besonders ausgeprägt erscheinen diese Rückenbildungen im Nordwesten unseres Gebietes in der Gegend nördlich von Vianden an der Our und Mettendorf. Sie sind vielfach von tiefen kleinen Tälern und Schluchten durchschnitten, die in symmetrischer Weise auf der Westseite der Rücken in westlicher und südwestlicher, auf ihrer Ostseite in ost- und südöstlicher Richtung nach den größeren Tälern verlaufen. Nach Süden dachen sich diese letzten Ausläufer der höheren Eifelgebiete verhältnismäßig schnell ab, um einer weiten Plateaulandschaft zu weichen, die sich bis in die Gegend von Trier ausdehnt, sich in ihren Höhenzahlen zwischen 300 und 400 m bewegt und steil zur Mosel abfällt, deren Spiegel bei Trier in 124 m Meeres-

höhe liegt. Die Herausmodellierung einzelner kleiner Plateaus ist besonders klar nördlich der Sauer zu erkennen, wo durch deren Nebenflüsse die Hauptplateaufläche in mehrere, langgestreckte, zum Teil recht ausgedehnte Einzelplateaus aufgelöst erscheint, deren größtes das von Ferschweiler ist. Das Plateau beginnt bei Rittersdorf zwischen der Prüm und der Nims und dehnt sich durch den Bedhard nach Süden bis zum Wolfsfelder Berg und Alsdorfer Wald aus, um, immer schmaler werdend, durch den Obereckener Wald bis nach Irrel hin zu ziehen. Jenseits der Prüm zwischen dieser und der Sauer erhebt sich mit bedeutenderen Steilrändern das große Ferschweiler Plateau, dessen zerklüftete Felspartien in der Umgegend von Echternach Veranlassung zur Bezeichnung „Echternacher Schweiz“ gegeben haben. In Luxemburg findet dieses Plateau seine Fortsetzung in dem von Berdorf. Ein kleines, 440 m hohes Plateau, das des Hartberges bei Peffingen, ist von dem größeren des Wolfsfelder Berges und von dem Plateau von Ferschweiler durch das Tal der Enz abgeschnürt. Befindet man sich auf einer dieser Hochflächen, etwa auf der von Ferschweiler, so verschwinden dem Auge die großen und tiefen Talwege der Sauer, Prüm und Nims und man glaubt nach allen Richtungen nur weite Ebenen zu überblicken, die sich auch nach Westen weit ins Luxemburgische hinein ausdehnen. Das gesamte Gebiet östlich dieser besonders hervortretenden Einzelplateaus mit zum großen Teil nordsüdlicher Erstreckung wird oberflächlich von der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges beherrscht; selbst die kleinsten Erhebungszüge, die das allgemeine Plateau oft nur um wenige Meter überragen, lassen diese Richtung erkennen. Abgesehen von dieser feineren Modellierung dehnt sich die Hochfläche der nördlichen Trierer Bucht gleichmäßig nach Süden und Osten aus und erlangt ihre größte Breitenausdehnung in der Linie Wasserbillig-Eisenschmitt, um in der Richtung auf Landscheid allmählich an Flächenausdehnung zu verlieren. Bei Vianden beginnend würde eine ungefähre

Grenze der Hochfläche von Sinspelt an der Enz über Ehlenz, Kyllburg, Oberkail nach Eisenschmitt zu ziehen sein. Nach der Trierer Talweitung und der Wittlicher Senke zu bedingen ausgeprägte, kleine Rücken und Mulden eine mehr hügelige Geländeform. Im Gegensatz zu den weiten Plateauhöhen tritt hier starke Bewaldung auf. Der Zewener und Eurener Wald, westlich von Trier, mit Erhebungen von etwa 350 m, setzen sich bis zum Steiger Berg nordöstlich von Biewer fort. Ein gleichstark bewaldetes Gebiet, mit Rücken, die nahezu 400 m erreichen, zieht sich im Ehranger- und Meulenwald zum Dörbacher Wald von der Kyll über den Quintbach nach Naurath; wie denn das Charakteristische für diese Grenzzone ein Wechsel von mehr oder weniger hohen Rücken und vielen Talschluchten ist. In der Umgebung von Bruch und Bergweiler setzt der letzte Grenzzug der südlichen Eifel in gleicher Richtung über Hupperrath zum Grünwald fort, um in dem scharfen Rücken des Kondelwaldes bei Alf die Mosel zu erreichen.

Die geologische Entwicklungsgeschichte unseres Gebietes hatte uns mit der Tatsache bekannt gemacht, daß das Triasplateau zwischen Eifel und Hunsrück von zahllosen Verwerfungen durchsetzt ist. Es wird für das Verständnis der Oberflächengestaltung dieses Gebietes von Interesse sein, den Verwerfungen in ihrem Auftreten zu folgen und ihre Einwirkung auf das heutige Oberflächenbild zu untersuchen. Die tertiäre Geröllbedeckung des Triasgebietes hatte uns dazu geführt, die Dislokationen in die Zeit bis zu Beginn des Miozän zu verlegen. Die gesamte Trias wurde bei ihrer Einsenkung in die devonischen Massen stark zerstückelt und in einzelne Schollenkomplexe und Landstreifen aufgelöst, die sich unabhängig voneinander bewegten. Die Hauptrichtung der größeren Verwerfungslinien entspricht im wesentlichen der Hauptstreichrichtung des rheinischen Schiefergebirges von Südwest nach Nordost, geht aber des öfteren in nord-nordöstliche Richtung über. Am meisten zerrissen ist das Gebiet

zwischen der Mosel und der unteren Sauer, also das Plateau der Trierer Gegend. Den Grad der Zerrissenheit des Bodens können wir daraus entnehmen, daß uns eine Wanderung von Trier bis nördlich von Mettendorf etwa 22mal das Untergrundgestein und infolgedessen Ackerland und Ödland wechseln läßt. Der Verlauf der Verwerfungen ist ein äußerst unregelmäßiger, sprunghafter. Bald sind sie geradlinig, bald durchziehen sie das Gebiet in mehr oder weniger starken Bogen und liegen zumeist 1—2,5 km voneinander entfernt. Doch es würde über den Rahmen dieser Ausführungen hinausgehen, eine Einzelbehandlung der Verwerfungen zu geben und es sei deshalb nur auf die notwendigsten Tatsachen hingewiesen. Das Einsinken der Einzelschollen zwischen zwei Bruchlinien erfolgte derart, daß sie mit ihren, dem Muldentiefsten zunächst gelegenen Seiten tiefer einsanken, so daß die ältesten Schichten der einen Scholle neben die jüngsten der benachbarten zu liegen kamen. Die Linie des Muldentiefsten ist im wesentlichen durch die Liasplateaus von Ferschweiler und Wolfsfelderberg bezeichnet. Die Sprunghöhe der einzelnen Verwerfungen ist außerordentlich verschieden und schwankt in den Grenzen von 10—100 m und mehr.

Wenn die schon genauer charakterisierten, stark in die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse eingreifenden Dislokationen durch die prä-miozäne Einebnung ihre Wirkung auf die Großformen des Landschaftsbildes verloren haben, sind sie für die Oberflächengestaltung der Kleinformen von Bedeutung. Ein Blick auf eine topographische Karte (etwa Blatt Trier 1:100000) zeigt die auffallend gleichmäßige Anordnung der Nebenwässer der Bäche. Fast alle folgen der gleichen Richtung, wie die großen Störungslinien des Untergrundes und halten sich zumeist an die Streifen weicheren Gesteines. Noch ein anderes Moment hat seine Ursache in denselben Störungslinien. Die Hochfläche ist, wie wir gesehen haben, durchaus nicht in allen ihren Teilen gleich hoch, vielmehr ziehen lange, wenn

auch das übrige Plateau oft nur um wenige Meter überragende, im Gelände deutlich ausgeprägte Rücken in derselben Richtung. Das Material der Sondererhebungen stellt in den meisten Fällen der harte, obere Muschelkalk, oft mit auflagernden dolomitischen Kalken des unteren Keupers.

Das deutlich erkennbare Gesetz, das sich auch in den Kleinformen der Hochfläche nördlich von Trier geltend macht, ist die Herausmodellierung des widerständigen Gesteins.

IX. Zusammenfassung.

Versuchen wir zum Schluß unserer Ausführungen einen kurzen zusammenfassenden Überblick über die Entstehung der geschilderten Oberflächenformen zu gewinnen.

Unser Gebiet wurde als ein Teil des variskischen Faltengebirges zur Mittelkarbonzeit aufgefaltet und bis zum beginnenden Perm zu einer Fastebene, der präpermischen Rumpffläche, abgetragen. Auf dieser wurde die große Reihe der permischen, triassischen und der jüngeren jurassischen Schichtenkomplexe abgelagert. Diese brachen zur mittleren Tertiärzeit in den alten Rumpf ein. Sie waren bis zur Miozänzeit einem ähnlichen Einebnungsprozeß ausgesetzt, wie das paläozoische Faltengebirge. Das Endprodukt des Abtragungsvorganges war die Bildung einer flachwelligen Rumpffläche, die aus der wiederaufgedeckten präpermischen Rumpffläche und aus den neu eingeebneten jüngeren Gesteinen bestand. Die miozänen Ablagerungen legten sich in gleicher Weise über die aus verschiedenen Zeitaltern stammenden Rumpfflächen. Überragt wurde diese Rumpffläche von langgestreckten, in der Streichrichtung des alten Gebirges verlaufenden, herausgearbeiteten Quarzitrücken. In der gleichen Streichrichtung zog sich eine etwa 30—40 km breite, miozän angelegte und pliozän weiter ausgebildete Mulde, der Moseltrog, (Hochboden) durch unser Gebiet.

Mit dem allmählichen Aufsteigen der gesamten Rumpfscholle wurde die Erosion neu belebt und damit die Herausarbeitung der heutigen Oberflächenformen eingeleitet. Das Aufsteigen fand nicht kontinuierlich statt, sondern wurde durch Ruhepausen unterbrochen, die sich in den großen Talterrassenzügen in den Tälern der Mosel und ihrer Zuflüsse erhalten haben. Drei durchlaufende Terrassenzüge blieben über dem heutigen Talweg als Reste früherer Talböden erhalten. Vereinzelte Terrassenreste über der höchsten Terrasse deuten einen noch älteren Talboden an. Aus den Zeiten zwischen den Ruhepausen blieben nur vereinzelte Terrassenreste, die Lokalterrassen, erhalten.

Während sich die Mosel in dem Trogboden und auch in der Aue der oberen Terrassen frei bewegen konnte, wurden mit erneut einsetzender Hebung auf der letzteren die Moselmäander festgelegt. In mannigfach gewundenem Laufe schnitt sich die Mosel schräg in die Schiefer ein, mit Gleithängen auf der Innenseite und Unterschneidungshängen (Prallhängen) auf der Außenseite der Kurven. Mit der Weiterentwicklung der Mäander wurden bei fortschreitender Tieferlegung der Kurven die Talsporne an ihren talauf gelegenen Seiten stark angegriffen, der Hals der Sporne durch Abspülungsvorgänge und Gekriech erniedrigt, bei Mülheim bereits durchbrochen und Umlaufberge gebildet.

Auch an den linken Nebenflüssen wurden Umlaufberge gebildet, jedoch durch genetisch andere Vorgänge. Während in den größeren Flüssen, wie der Mosel, Saar und Sauer die Flußmäander in engstem Zusammenhang mit den Talmäandern standen, war bei den Nebenflüssen dieser Zusammenhang gelöst, die Wasserader pendelte wahllos in der Talaue hin und her. Bedingt durch größeres Gefälle und größere erosive Kraft, wurde dort der gesamte Talweg, die Talaue, eingesenkt, entsprechend der geringen Breite der Bachmäander. Die Umlaufberge dieser Nebentäler entstanden durch die Anschneidung des gesamten

Talweges. Während in der Aue der Nebentäler beständig neue Mäander gebildet wurden, blieben diejenigen der größeren Täler erhalten, bedingt durch ihre Größe, d. h. die Wasserführung des kurvenbildenden Fließwassers.

Bedingt durch die Wasserführung und die Verschiedenartigkeit des durchschnittenen Gesteins bildeten sich drei verschiedene Gruppen von Talformen heraus. Die Täler der Mosel, Saar und Sauer wurden infolge ihrer größeren Wasserführung zu typischen Mäandertälern. Die vom Hunsrück herabkommenden Bäche konnten infolge ihrer kurzen Laufstrecke, ihres starken Gefälles und der Gleichförmigkeit des Bodens, nur enge, verhältnismäßig steilwandige Täler mit engen Talsohlen bilden. Im Gegensatz dazu machte sich im Talcharakter der linksseitigen Moselzuflüsse der rasche Gesteinswechsel des durchschnittenen Untergrundes in einem entsprechenden Wechsel der Gehänge- und Talformen geltend. Die mannigfaltige Formgebung war bedingt durch die verschiedene Widerständigkeit des Gesteins.

Aus dem gleichen Grunde wurden auf der Trierer Hochfläche, die an zahllosen Verwerfungen eingebrochenen Triasgesteine, ihrer Widerständigkeit entsprechend, zu kleinen Höhenrücken in der Richtung der Verwerfungen herausgearbeitet.

In der Gegend von Trier, wo die Mosel nicht in so enge Bahnen gezwängt war, wie im Schiefer, erweiterte sie ihre Talaue an der Grenze von Hunsrückschiefern und Trias auf Kosten der weniger widerständigen Triasgesteine zu der 2—3 km breiten und 19 km langen Trierer Talweitung.

Die größte Hohlform unseres Gebietes, die Wittlicher Senke, war auf der permischen Rumpffläche tektonisch angelegt worden, brach wahrscheinlich zur Mitteltertiärzeit als Graben ein. Sie wurde dann eingeebnet und war zur Miozänzeit ein Teil des großen Moseltroges. Ihre heutige Ausbildung steht in engem Zusammenhange mit dem Einschneiden der Mosel. In demselben Maße, wie

sich die Mosel einschnitt, mußten die ihr zufließenden, das Senkengebiet durchquerenden Nebenbäche an der Ausräumung der weichen Senkengesteine arbeiten. Noch zur Zeit der mittleren Terrasse durchfloß der vereinigte Lieser-Alf-Bach die zwischen dem Moseltalweg und der Wittlicher Senke aus der Hochfläche herausgeschnittenen Moselberge. Erst später wurde die Alf vom Üßbach angezapft und zu diesem abgeleitet. Die Moselberge wurden durch die Durchbruchstäler der linken Nebenflüsse und durch den Moseltalweg stark zertalt und in einzelne Berggruppen zerlegt.

Bemerkungen zur Darstellung der Gefällskurven.

Da wir unseren Ausführungen ein Profil der alten Terrassen beigeben, wird es von Interesse sein, eine Kritik dieser Darstellung zu versuchen, um den Grad der Richtigkeit einer solchen Profildarstellung festzustellen.

Betrachten wir im Gelände die Terrassenreste, so werden wir sie in den verschiedensten Erhaltungszuständen finden. Die einen sind in breiter, fast horizontaler Fläche erhalten, bei anderen hat bereits eine Abschrägung der Fläche eingesetzt, und bei einer dritten Gruppe, der weitaus häufigsten, ist die Fläche bis auf einen schmalen Streifen abgenagt worden. Wie sind alle diese verschiedenen Reste in einer Profildarstellung zu verwerten? — Theoretisch wären drei verschiedene Darstellungsweisen möglich. Das Profil könnte erstens aufgebaut werden nach der Lage der Terrassenränder; doch belehrt uns die Tatsache, daß die Terrassen bald als Streifen bald als größere Fläche auftreten, über die verschiedene Höhenlage der Ränder, besonders dort, wo die Schräglegung der Terrassenfläche schon weit vorgeschritten ist. Das Ergebnis der Verbindungslinie der einzelnen Terrassenrandhöhen würde eine wellenförmige Profilkurve ergeben. Die zweite Darstellung könnte sich herleiten aus den Werten für die Höhenlage des Gehängeknickes zwischen Terrassenfläche und Terrassenlehne. Doch auch die Lage dieser Höhen-

angaben wird bei älteren Terrassen großen Schwankungen unterworfen sein, weil wir uns in jedem Falle die mehr oder weniger starken Gehängerutschungs-, Gekriech- und Verlehmungserscheinungen fortdenken und durch theoretische Verlängerung der Terrassenfläche und der Lehne den Gehängeknick rekonstruieren müßten. In Fällen mit alten, bereits stark abgeschrägten Terrassen würden sich auch hier große Schwierigkeiten der Darstellung ergeben. Die dritte Art der Darstellung endlich, nimmt den Mittelweg zwischen den beiden ersten und versucht Mittelwerte für die Höhen der Terrassen zu gewinnen. Selbst bei Schwankungen in der Breitenausdehnung werden die Differenzen auf ein Minimum reduziert, so daß sich auf diesem Wege eine Profilkurve rekonstruieren läßt, wie unser Profil bestätigt. Immerhin wird sich eine, wenn auch nur geringe Fehlerquelle daraus ergeben.

In der Tat besitzt eine jede Profildarstellung von mehreren, übereinander liegenden Terrassen, eine andere, weit größere Fehlerquelle, die leider bis heute bei keiner mir bekannten Profildarstellung erwähnt worden ist. Wir sind gewohnt, die Profillinien, die Gefällskurven der Terrassenzüge als gerade Linien zu zeichnen. Der Fluß selbst beschreibt aber mehr oder weniger starke Kurven, die sich wohl auf der Karte, aber nicht auf dem Profil in Vertikalschnitten darstellen lassen. Wir sind gezwungen, alle Terrassenzüge auf eine bestimmte Basis zu beziehen, d. h. wir projizieren die gesamten Terrassenreste auf eine bestimmte Kurve. Der gewöhnlichste Weg ist der, alle höheren Terrassenzüge auf den jetzigen Flußlauf zu projizieren, aus dem einfachen Grunde, weil die Gefällskurve dieses Laufes als die relativ am sichersten anzugebende angesehen werden kann. Was geschieht aber dabei mit den höheren Terrassenzügen? — Wir stellen sie dar, als ob sie die gleiche Länge hätten, wie der jetzige Flußlauf, und begehen dabei den Fehler, daß wir die höheren Terrassen willkürlich verlängern. Nehmen wir als Beispiel die Mosel mit ihren großen Mäandern. Die

heutigen großen Kurven sind entstanden durch Ausweitung höher angelegter kleinerer Kurven, wie uns das Entwicklungsgesetz der Mäander lehrt. Die Kurven in höherer Lage waren weniger groß, d. h. der Mosellauf z. Z. der höheren Terrassen war kürzer. Wenn wir also jetzt die Gefällskurven zeichnen, so werden wir zu geringe Gefällswerte darstellen und jede zahlenmäßige Angabe darüber wird mit der Höhe der Terrassenreste an Fehlergröße zunehmen. Der gleiche Fehler der Darstellung würde sich ergeben, wenn wir irgend eine der höheren Terrassen, selbst, wenn wir die kaum gekrümmte Verbindungslinie der Wendepunkte der Kurven als Basis annehmen würden. Die Fehlerquelle wächst nun noch ganz besonders, wenn wir Flußverkürzungen innerhalb einer Terrasse haben, wie an der Mosel bei Mülheim. Der gesamte Terrassenverlauf um die Umlaufberge herum wird vernachlässigt und durch die kurze Strecke bei Dusemond und Mülheim ersetzt.

Der Zweck dieser Betrachtungen war, hinzuweisen auf die bisher unbeachteten Fehler einer gleichzeitigen Darstellung von mehreren, übereinander liegenden Terrassenprofilen. Der einzige Weg, Vergleichswerte des Gefälles zwischen mehreren Terrassen zu gewinnen, wird sein, für jede Terrasse eine Sonderdarstellung zu geben und auch dann wird eine gewisse Fehlerquelle durch die Rekonstruktion von fehlenden Strecken innerhalb der Terrassenzüge nicht zu vermeiden sein.

Übersichtstabelle über die Terrassen.

Meßtischblatt	Ort		Mosel	Untere Terrasse		Mittlere Terrassengr.				Obere Terrassengruppe					
						Durchl. Terr.		Lokal-Terr.		Durchl. Terr.		Lokal-Terr.		Obere Terr.	
				abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.
Trier	Karthaus	r	127	135,	8	—	—	—	—	270	143	235	108	—	—
	Feyen	r	126	134	8	187	61	171	45	—	—	—	—	320	194
	St. Medart	r	125,5	134,2	8,7	—	—	170	44,5	266	140,5	—	—	—	—
	Trier	l	124,5	—	—	186	61,5	—	—	—	—	230	105,5	—	—
	„	r	124,5	134	9,5	—	—	160	35,5	265	140,5	240	115,5	—	—
	Biewer	l	124	—	—	—	—	—	—	—	—	240	116	—	—
Pfalzel	Pfalzel	r	124	—	—	—	—	—	—	265	141	280	156	320	196
	Ruwer	l	122	—	—	—	—	—	—	—	—	238	116	—	—
	„	r	122	—	—	183	61	170	48	266	144	—	—	—	—
	Longuich	r	119	133	14	—	—	—	—	—	—	215	96	—	—
Schweich	Longen	l	118,5	132	13,5	176,5	58	—	—	—	—	250	131,5	—	—
	Mehring	l	117	—	—	176	59	—	—	—	—	—	—	—	—
Schönberg	„	r	117	129	12	175	58	—	—	—	—	—	—	—	—
	Pölich	l	117	130	13	172,5	55,5	—	—	263,5	146,5	—	—	—	—
Neumagen	Schleich	l	116	129	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Detzem	r	115	127,5	12,5	172	57	150	35	—	—	—	—	—	—
	Thörnich	r	114	127	13	170,5	56,5	150	36	—	—	—	—	—	—
	Köwerich	l	113	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	310	197
	„	r	113	127	14	168	55	149	36	—	—	—	—	—	—
	Leiwen	r	112	126,5	14,5	167,5	55,5	148	36	—	—	—	—	—	—
	Trittenheim	l	111	125	14	165	54	—	—	263	152	—	—	—	—
	Markerkirche	l	111	124	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Markerkirche	r	111	—	—	—	—	185	74	—	—	—	—	—	—
	Neumagen	l	110,5	—	—	—	—	—	—	263	152,5	—	—	—	—
	Neumagen	r	110,5	123,5	13	163	52,5	—	—	262,5	152	—	—	—	—
	Dhron	r	110	123	13	162,5	52,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	Niederemmel	r	109	123	14	160	51	—	—	—	—	—	—	—	—
	Piesport	l	109	—	—	—	—	—	—	—	—	250	141	—	—
	Minheim	l	108	122	14	160	52	—	—	260	152	230	122	—	—
	„	r	108	—	—	160	52	—	—	261	153	—	—	320	212
	Wintrich	l	107	—	—	—	—	190	83	—	—	—	—	—	—
	„	r	107	122	15	158	51	—	—	261	154	—	—	320	213
	Filzen	r	106	120	14	158	52	—	—	—	—	235	129	—	—
Wittlich	Dusemond	l	105,5	—	—	—	—	—	—	—	—	255	149,5	—	—
	Dusemond	r	105,5	119,5	14	158	52,5	180	74,5	262	156,5	—	—	—	—

Meßtischblatt	Ort		Mosel	Untere Terrasse		Mittlere Terrassengr.				Obere Terrassengruppe					
						Durchl. Terr.		Lokal-Terr.		Durchl. Terr.		Lokal-Terr.		Obere Terr.	
				abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.	abs.	rel.
Bernkastel	Mülheim	r	105	119,5	14,5	157,5	52,5	—	—	261	156	—	—	—	—
	Andel	l	104	121	17	—	-	—	—	261	157	--	—	—	—
	Cues	l	103	119	16	—	—	—	—	—	—	270	167	—	—
	Wehlen	r	102,5	—	—	158	55,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	Zeltingen	l	102	—	—	—	—	—	—	260	158	—	—	—	—
	„	r	102	119	17	—	—	—	—	260	158	—	—	320	218
	Ürzig	r	100,5	118	17,5	155	54,5	—	—	260	159,5	—	—	—	—
	Erden	r	100	118	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Kinheim	l	98,5	—	—	153	54,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	„	r	98,5	117,5	19	153	54,5	—	—	—	—	—	—	320	221,5
	Crövˇ	l	98	117,5	19,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	„	r	98	—	—	—	—	190	92	260	162	—	—	—	—
	Wolf	r	97,5	118	20,5	150	52,5	160	62,5	258	161	—	—	—	—
	Rißbach	r	97	117,5	20,5	150	53	—	—	258	161	—	—	--	—
	Traben	l	96,5	117	20,5	149	52,5	—	—	258	161,5	—	—	—	—
	Enkirch	r	95	117	22	148	53	—	—	257,5	162,5	—	—	310	215
Alf	unterhalb Enkirch	r	94,5	116,5	22	148	53,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	Burg	l	93,5	115	21,5	148	54,5	—	—	257	163,5	—	—	—	—
	Reil	l	93	115	22	148	55	—	—	—	—	—	—	310	217
	Pünderich	r	92	114	22	147,5	55,5	—	—	250	158	—	—	—	—
Zell	Kaimt	l	91	113,5	22,5	145	54	—	—	—	—	—	—	—	—
Alf	Alf	l	89,5	112,5	23	142,5	53	—	—	247,5	157,5	—	—	305	215,5

Lebenslauf.

Am 14. Mai 1886 bin ich, Bruno Dietrich, evangelischer Konfession, als Sohn des Oberstadtsekretärs und städt. Bürodirektors Friedrich Dietrich in Potsdam geboren. Michaelis 1906 erhielt ich das Reifezeugnis der Ober-Realschule zu Steglitz und widmete mich dem Studium der Philosophie und der Naturwissenschaften an den Universitäten Berlin, Freiburg und Heidelberg. Neben Vorlesungen aus dem Gesamtgebiet der Naturwissenschaften hörte ich besonders solche in Philosophie, Geographie und verwandten Fächern, und zwar bei den Herren Professoren und Dozenten: Börnstein, Branca, Davis, Deecke, Ehrenreich, Gagel, Grund, Hellmann, Hettner, Jäger, Kretschmer, Lasson, v. Luschan, Neumann, Paulsen, Penck, Pockels, Riehl, Salomon, Schlüter, Ad. Schmidt, Stumpf, Uhlig, Wahnschaffe, Weinstein, Wilkens und Wolf.

Die vorliegende Arbeit ist das Resultat eigener Beobachtungen im Gelände unter Berücksichtigung der einschlägigen Literatur. Sie verdankt ihre Förderung Herrn Prof. Hettner (Heidelberg), dem ich deshalb zu besonderem Danke verpflichtet bin. Aufrichtiger Dank gebührt Herrn Geheimrat Prof. Penck (Berlin) und Herrn Prof. W. M. Davis (Harvard), die mich in die Methoden der Morphologie einführten. Endlich möchte ich nicht vergessen, Herrn Prof. W. Voigt (Bonn) für seine freundlichen Bemühungen bei der Drucklegung zu danken.

Fig. 1. Talformen bei Traben und Abtragungsfläche. Gleithang und Unterschneidungshang.

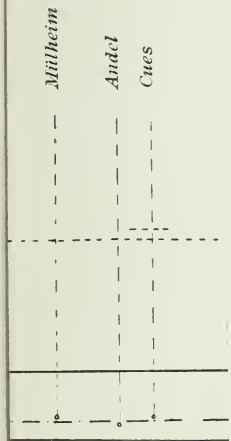
Fig. 2. Umlaufberg der Mosel bei Mülheim.

Fig. 3. Terrassen (obere, mittlere, untere) der Mosel, talabwärts von Alf-Bullay.

Fig. 4. Moselsporn der Marienburg bei Alf-Bullay. Halserniedrigung. Abtragungsfläche.

. Muschelkalk

et der Rumpfflächen.
1 : 15000.



zur Alf. Länge 1 : 30

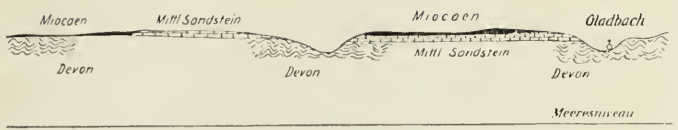


Fig. 1. Profil durch die Rumpfflächen innerhalb der Triashochfläche, nördlich der Wittlicher Senke. Tertiärbedeckung. Länge 1:30000, Höhe 1:15000.

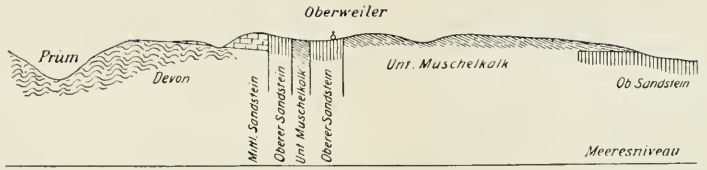


Fig. 2. Profil durch das Grenzgebiet der Rumpfflächen. Länge 1:30000, Höhe 1:15000.

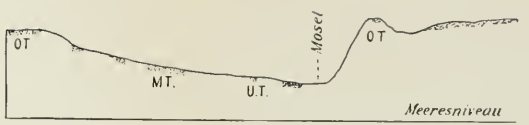


Fig. 3. Profil durch den Mülheimer Sporn. Länge 1:30000, Höhe 1:15000.

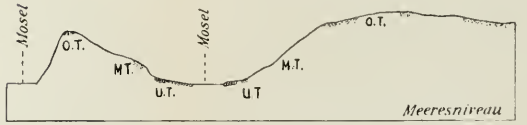


Fig. 4. Profil durch den Hals der Mülheimer Schlinge. Länge 1:30000. Höhe 1:15000.

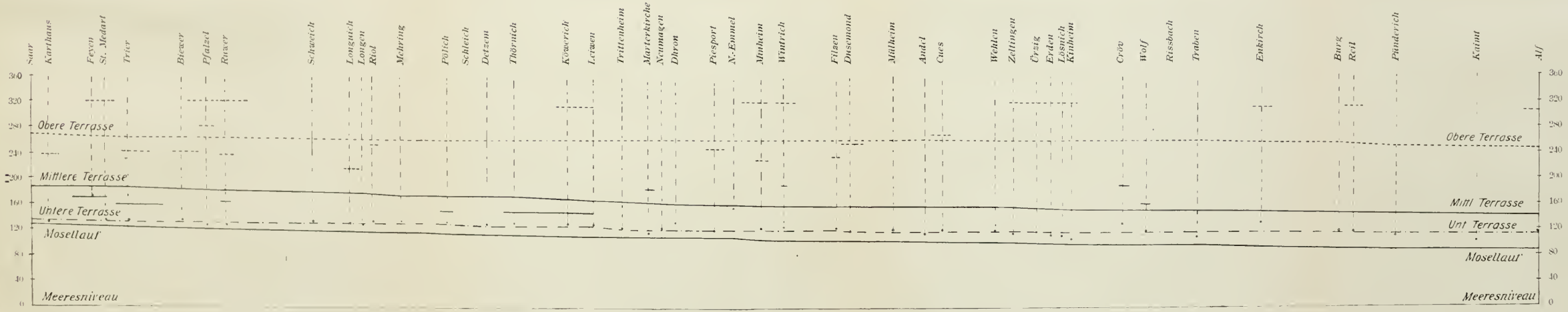


Fig. 5. Längsprofil des Moseltales und seiner Terrassen von der Saar bis zur Alf. Länge 1:300000, Höhe 1:10000.